

Memoria científica del proyecto
GEOINDICADORES DEL CAMBIO CLIMÁTICO DEDUCIDOS DE LA
OBSERVACIÓN DE LA CRIOSFERA EN LOS ANDES CENTRALES (CRYOPERU)

Coordinador del proyecto: Dr. Jose Úbeda Palenque. Cel: 958433475. Correo electrónico: joseubeda@ucm.es

Resumen

Objetivo

Contribuir a la comprensión de los efectos del cambio climático en la criosfera de los Andes Centrales en relación con la reducción de las reservas hídricas almacenadas en la criosfera y el incremento de los peligros geológicos asociados al proceso de deglaciación, para proporcionar instrumentos de análisis a las instituciones que deben emprender las políticas de adaptación de la sociedad a dichos cambios.

Promotores

- Autoridad Nacional del Agua de Perú (ANA).
- Instituto Geológico Minero y Metalúrgico de Perú (INGEMMET).
- Grupo de Investigación en Geografía Física de Alta Montaña de la Universidad Complutense de Madrid, España (GFAM).
- ONG Guías de Espeleología y Montaña, España (GEM).
- Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura (UNESCO).

Estrategia

Analizar 10 geoindicadores del cambio climático y 4 geoindicadores de peligros geológicos en 8 áreas de estudio regularmente distribuidas en la cordillera occidental y la cordillera oriental de los Andes Centrales, fomentando en cada territorio la cooperación entre gobiernos regionales, universidades, organizaciones no gubernamentales y otras entidades.

Geoindicadores del cambio climático

- Cubierta nival (km^2); cobertura glaciaria (km^2) y altitud de las nieves perpetuas o *snowline altitudes* (m), deducidas de la reclasificación automática de imágenes de satélite.
- Variaciones en el volumen de los glaciares (km^3) identificadas en modelos digitales del terreno y/o topografías de las masas de hielo correspondientes a fechas diferentes.
- Altitud de la línea de equilibrio, *Equilibrium Line Altitudes* o *ELA* (m) deducida del monitoreo de glaciares (ELA de monitoreo o ELAm); la forma y altitud de glaciares actuales o pasados (ELA geomorfológica o ELAg); o datos climáticos (ELA climática o ELAc).
- Presencia y características del permafrost.
- Datos climáticos o paleoclimáticos indirectos (*proxies*).

Geoindicadores de peligros geológicos

- Actividad volcánica y lahares.
- Movimientos en masa relacionados con la criosfera.
- Estabilidad de morrenas que represan lagunas glaciares.
- Neotectónica en áreas de alta montaña.

1. Contexto climático y paleoclimático de Perú

1.1. El clima actual en la vertiente del Pacífico de los Andes Centrales

El 90% de la población de Perú se concentra en grandes núcleos dispersos en la estrecha franja de territorio comprendido entre la costa del Océano Pacífico y la vertiente occidental de la cordillera de los Andes Centrales. Esa región es uno de los desiertos más áridos de la Tierra, donde la precipitación total anual apenas alcanza unas decenas de mm como consecuencia de la acción combinada de dos factores geográficos. Por una parte el enfriamiento de la base de la troposfera por influencia de la corriente marina de Humboldt provoca una situación anticiclónica permanente que bloquea cualquier posibilidad de que sobre el océano y la costa sucedan fenómenos de condensación y precipitación. Por otro lado la cordillera de los Andes Centrales es una barrera orográfica de varios cientos de km de anchura y entre 3000 y 6700 m de altitud que se opone al avance de masas de aire húmedo procedentes de la cuenca del Amazonas. Desde un punto de vista climático la principal consecuencia de ambos fenómenos es el incremento de la aridez hacia el sur y el oeste de los Andes Centrales. Dicha tendencia puede observarse en los diagramas bioclimáticos de estaciones regularmente distribuidas por el territorio, tanto en la precipitación total anual como en la duración de la estación seca (figura 1).

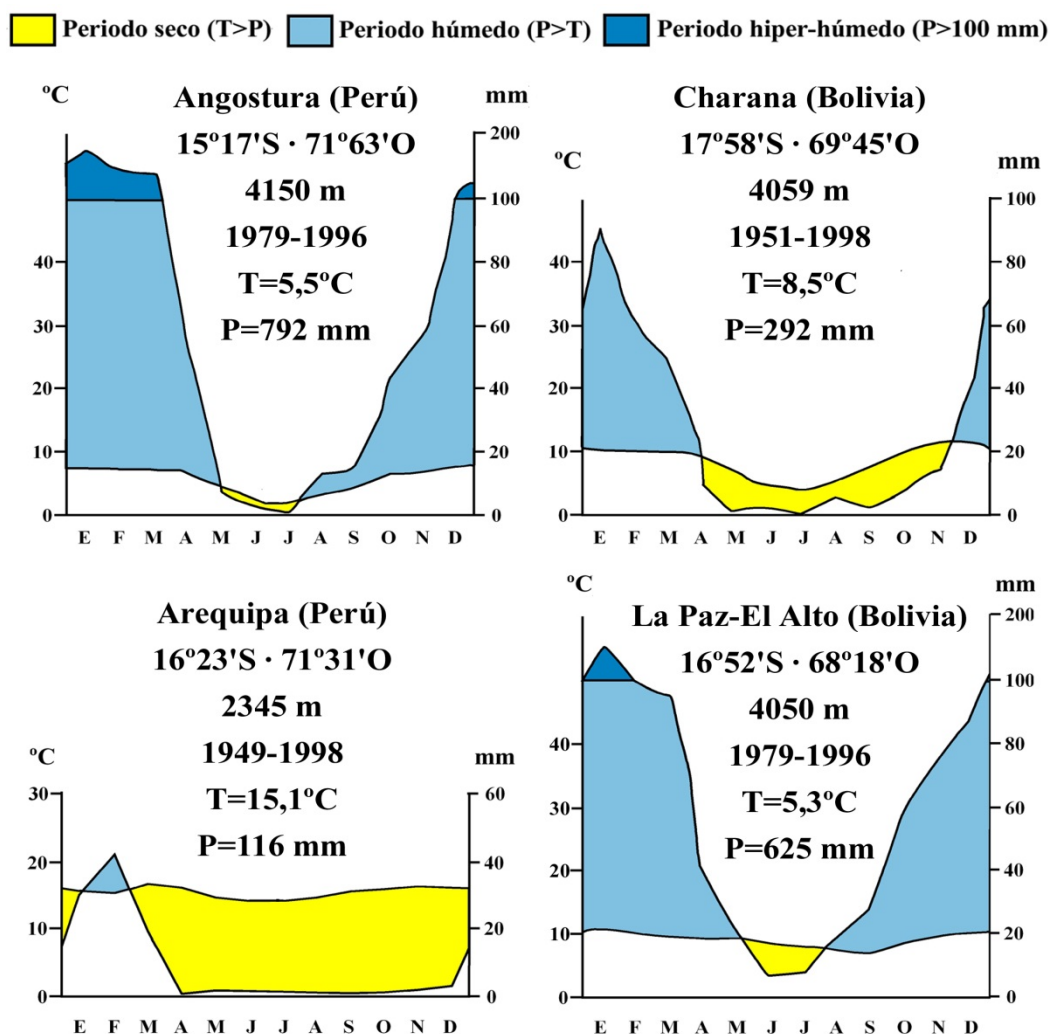


Figura 1: diagramas bioclimáticos representativos de dos transectos norte-sur (Angostura y Charana) y este-oeste (La Paz-El Alto y Arequipa) de los Andes Centrales. Los ejes verticales representan las escalas de la temperatura media (°C) y la precipitación total mensual (mm).

1.3. Evidencias paleoclimáticas

En la vertiente del Pacífico de los Andes Centrales el clima puede haber sido extremadamente árido desde hace mucho tiempo. El levantamiento de la cordillera lleva ocurriendo por lo menos desde el periodo Senoniense (Benavides-Cáceres, 1999), hace ~94-71 millones de años (Ma) y la influencia de la corriente de Humboldt tal vez desde hace ~20-25 Ma, cuando la separación definitiva de Suramérica y la Antártida dio origen a la circulación de la corriente circumpolar antártica (Barker, 2001) y la descarga de agua fría hacia menores latitudes que baña las costas de Perú. La divergencia de las placas coincide con la antigüedad de condiciones hiperáridas en algunos sectores del desierto de Atacama (Evenstar et al., 2009) de modo que la interpretación anterior puede considerarse bastante probable. A pesar de ese contexto geográfico tan hostil, el deshielo de los glaciares de los Andes Centrales ha abastecido las actividades agrícolas que hicieron posible el poblamiento del desierto costero desde hace unos 12.000 años (12 ka). Esas masas de hielo son la herencia de un pasado con un clima más húmedo que el actual, según indican diferentes geoindicadores climáticos para los últimos 30 ka (figura 4).

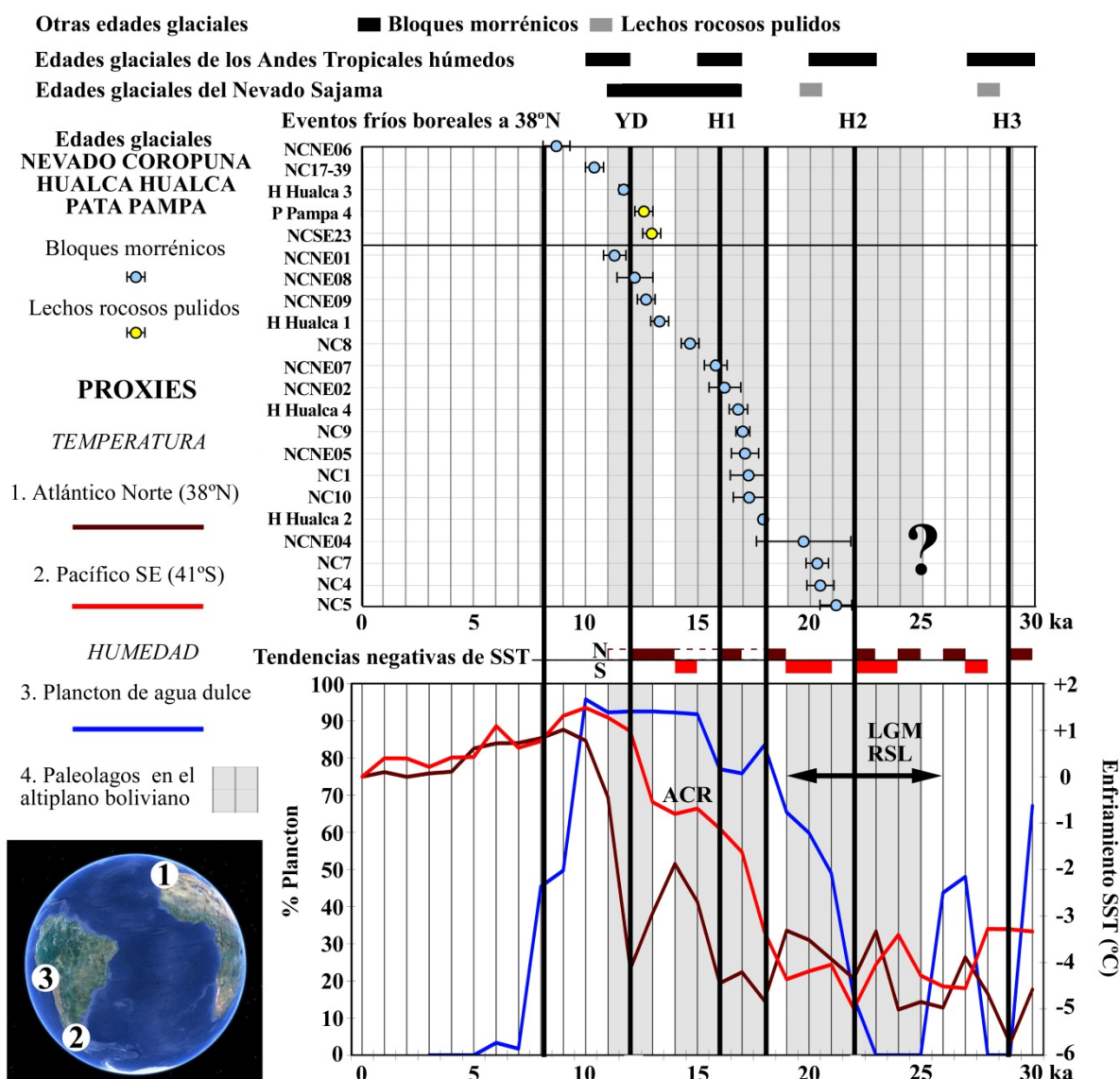


Figura 4: cronograma elaborado por Úbeda (2013) representando la evolución de indicadores de humedad y temperatura desde hace 30 ka: 1) Paleotemperatura de la superficie del mar en el Atlántico Norte (Bard et al 2003) y en el Pacífico suroriental (Kaiser et al 2005); 2) Plancton de agua dulce en los sedimentos del Lago Titicaca (Fritz et al 2007); 3) Edades glaciales en los Andes Tropicales húmedos (Zech et al, 2009), en el Nevado Sajama (Smith et al, 2009) y el Nevado Coropuna (Bromley et al 2011a; Bromley et al 2009 y Úbeda 2013). 4) Último Máximo Glacial o *Last Glacial Maximum* (LGM) deducido del nivel relativo del mar (Clarck et al 2009).

Globalmente el último máximo glacial (*Last Glacial Maximum*, LGM) se define como el nivel más bajo del mar con respecto al presente (*Relative Sea Level*, RSL) y el máximo volumen de hielo acumulado en los continentes (Mix et al., 2001). Ambas condiciones ocurrieron desde hace 26.5 hasta hace 19.0 ka, el mínimo RSL de los últimos 50 ka, ~130 m menor que hoy en día (Clark et al., 2009; Lambeck, Chappell, 2001; Yokoyama et al., 2000) y la máxima expansión de la capa global de hielo, incluyendo muchos glaciares de montaña (Clark et al., 2009).

Hace 19 ka terminó el LGM global y el Hemisferio Sur empezó a calentarse. Las evidencias de ese proceso en la corriente de Humboldt están registradas en la temperatura de la superficie del mar (*Sea Surface Temperature*, SST) deducida del contenido micropaleontológico de los sedimentos marinos al sur de Chile (Kaiser et al., 2005), a 41 grados de latitud sur (41°S). Sin embargo, a pesar del calentamiento austral, las dataciones de morrenas indican que en muchas montañas de los Andes continuaron sucediendo grandes avances glaciares hasta hace sólo 10 ka (Alcalá et al., 2012; Bromley et al., 2009; Bromley et al., 2011; Smith et al., 2009; Zech et al., 2008). Además se ha detectado la presencia de grandes lagos hace 25-11 ka en las cuencas del altiplano boliviano ocupadas actualmente por los salares de Uyuni y Coipasa (Blard et al., 2011). La máxima expansión glacial y la presencia de los lagos demuestran que el clima era más húmedo que en el presente, al igual que la abundancia de plancton de agua dulce en los sedimentos del Titicaca (Fritz et al., 2007). Ese lago es actualmente demasiado salino para permitir la presencia del plancton de agua dulce, cuyo desarrollo tuvo que deberse a un descenso en la salinidad provocado por una mayor abundancia de las precipitaciones. Algunos trabajos sugieren que la causa del aumento en la humedad del clima pudo ser un mayor desplazamiento hacia el sur de la ZCIT activado por las fases de enfriamiento del Hemisferio Norte (Chiang, Bitz, 2005; Sylvestre, 2009; Zech et al., 2009; Zhang, Delworth, 2005). La hipótesis parece factible porque los tres indicadores de humedad (glaciares, paleolagos y plancton) muestran una correlación excelente con los eventos de enfriamiento boreal Heinrich 1-4, Younger Dryas y 8k. Dicha correspondencia está reflejada claramente en el cronograma de la figura 4, en el que las edades glaciales y los periodos con paleolagos en el altiplano boliviano tienden a agruparse en torno a las líneas verticales negras, que representan las señales de los episodios fríos del Hemisferio Norte en la SST del Océano Atlántico, a 38°N (Bard, 2003).

2. Geoindicadores del cambio climático deducidos de la observación de la criosfera

Además de su interés como reservas hídricas, especialmente en regiones tan áridas como el oeste de Perú, la evolución de los glaciares tropicales también es un factor clave para la comprensión global del cambio climático (Kaser et al., 2002). Los datos obtenidos de las masas de hielo pueden contrastarse con información equivalente procedente de otras latitudes y una amplia gama de *proxies*, como SST, tasa δO^{18} de testigos de hielo, sedimentos lacustres, registros polínicos o evidencias arqueológicas, entre otras. Glaciares, glaciares rocosos, nieve y permafrost conforman la criosfera andina, el conjunto de todas las masas de hielo presentes en la cordillera. La importancia de glaciares rocosos, nieve y permafrost como almacenes de agua es cuantitativamente mucho menor que la de los glaciares. Sin embargo su interés cualitativo es equivalente, porque también son muy sensibles a los cambios ambientales y proveen información complementaria de gran interés para comprender la evolución del clima. Para observar la evolución de la criosfera es necesario emplear parámetros que reflejen sus cambios en diferentes escalas, en el espacio (desde un valle a todo el territorio nacional) y en el tiempo (desde unas décadas a decenas de miles de años antes del presente).

Con esa finalidad el proyecto CRYOPERU analizará los geoindicadores del cambio climático que se resumen en la tabla 1 y se describen a continuación. Para estandarizar los métodos de investigación, facilitar la comparación de los resultados y construir una base de datos que permita compartir la información, se empleará un software *online* programado específicamente para dichas funciones.

	Geoindicador	Descripción	Método	Referencias	Recursos
1	Cubierta nival (km ²)	Superficie cubierta por la nieve	Reclasificación automática empleando índices	Dozier (1989) Andrés et al. (2007) Keshri et al. (2009) Klein, Isacks (1998) Klein et al. (1999) y otros.	Imágenes de satélite
2	Cobertura glaciar (km ²)	Superficie de los glaciares	- <i>Normalized-Difference Snow Index</i> (NDSI). - <i>Normalized-Difference Snow Index</i> (NDGI).		
3	<i>Snowline</i> (m)	Altitud de las nieves perpetuas	- <i>Normalized Difference Snow Ice Index</i> (NDSII).		
4	Variaciones del volumen de los glaciares (km ³)	Evaluación ΔVolumen	Resta de modelos digitales del terreno en sistemas de información geográfica	Andrés (2011)	Modelos digitales del terreno de un glaciar en fechas diferentes (topografías de campo, imágenes de satélite, imágenes o escáner LIDAR, DRONES)
5	ELAm (m)	ELA deducida de mediciones sobre el terreno	Monitoreo del balance de masa	Francou et al. (2004)	- Balizas y pozos de nieve. - Estaciones de aforo. - Pluviómetros. - Sensores <i>data logger</i>
			AABI (<i>Area x Altitude Balance Index</i>)	Osmaston (2005)	Balance de masa de un glaciar monitoreado
6	ELAg (m)	ELA deducida de la geomorfología y altitud del glaciar	AABR (<i>Area x Altitude Balance Ratio</i>) Dataciones absolutas (paleoglaciares)	Campos (2012) García (2013) Giráldez (2011) Osmaston (2005) Quirós (2013) Úbeda (2011)	- Fotografías aéreas. - Imágenes de satélite. - Límites y topografía del glaciar. - Dataciones (1) por edades de exposición (³⁶ Cl ¹⁰ Be y ²¹ Ne) y liquenometría.
7	ELAc (m)	ELA deducida de datos climáticos	Ecuaciones del balance de masa	Klein et al. (1999) Oerlemans (1989) Oerlemans et al. (1989) Kaser et al. (2002) Úbeda (2011)	Sensores <i>data logger</i> y datos climáticos
8	RILA (m)	Altitud de la línea de arranque de glaciares rocosos	Elaboración e interpretación de cartografías geomorfológicas	Humlum (1988) Humlum (2000)	- Fotografías aéreas. - Imágenes de satélite. - Modelos digitales del terreno (imágenes de satélite, imágenes y escáner LIDAR).
9	Permafrost	Presencia de capas subsuperficiales de suelo helado	Monitoreo de la temperatura del suelo	French (2008)	- Sensores <i>data logger</i> - Imágenes de satélite
10	<i>Proxies</i> climáticos y paleoclimáticos	Datos climáticos	Tratamiento estadístico de los datos	Hijmans et al. (2005)	Bases de datos ANA y WORLD CLIMATE (2)
		Datos paleoclimáticos		Muchas (una por proxy)	Bases de datos NOAA (3)

Tabla 1: geoindicadores del cambio climático.

(1) Métodos de datación:

- Edades de exposición: basado en las variaciones isotópicas causadas por la radiación cósmica en la superficie de rocas estables (Zreda et al., 2000).

- Liquenometría: basado en la tasa de crecimiento de líquenes primicolonizadoras de rocas estables (Chueca, 1994).

Bases de datos online:

(2) <http://www.ncdc.noaa.gov/data-access/paleoclimatology-data>. (3) <http://www.worldclim.org/tiles.php>.

2.1. Geoindicadores basados en técnicas de teledetección

2.1.1. *Introducción*

La investigación de la extensión y permanencia de la cubierta nival es útil porque constituye una parte de las reservas hídricas y es un geoindicador del cambio climático, pero también porque la nieve desempeña un importante papel como aislante térmico que influye en la distribución de los procesos periglaciares y la presencia de permafrost. La evolución de la cubierta nival puede detectarse utilizando medios de teledetección como fotografías aéreas, ortofotos, imágenes de satélite. También empleando fotografías convencionales realizadas sobre el terreno (Andrés et al, 2007).

El concepto *snowline* se refiere a la altitud del límite inferior de la cubierta nival. Aunque ambos conceptos no pueden considerarse equivalentes, cuando la *snowline* se encuentra por debajo de la ELA sus tendencias son paralelas (Andrews, 1975) de modo que si los resultados se interpretan con las debidas precauciones también es posible obtener una estimación regional de las tendencias de las ELAs, previa a la realización de estudios locales más detallados.

La aplicación de algoritmos para reclasificar automáticamente el espectro electromagnético registrado en las imágenes de satélite permite elaborar con relativa facilidad mapas de la cubierta nival abarcando grandes extensiones del territorio. Los métodos originales fueron concebidos por Dozier (1989) para diferenciar la nieve utilizando como criterio su diferente reflectancia a la radiación solar. Sin embargo frecuentemente se ha empleado para delimitar la superficie de los glaciares asumiendo erróneamente su equivalencia con la cubierta nival. La utilización de esos procedimientos a escala regional permitió a Klein et al. (1999) obtener una aproximación de la delimitación de los glaciares actuales y los paleoglaciares durante el LGM, elaborando un modelo de la altitud de las *snowlines*. No obstante cuando los mismos métodos se han utilizado para delimitar glaciares a escala de una montaña los fallos que quedan minimizados en la escala regional se transforman localmente en grandes errores que pueden distorsionar considerablemente la realidad. Ese hecho fue ampliamente discutido para el Nevado Coropuna por Úbeda (2011). Elaboró cartografías detalladas de las masas de hielo que recubren ese complejo volcánico, basadas en ortofotos, imágenes de satélite y trabajos de campo. Después contrastó los mapas con las cartografías que Silverio (2004) y Racoviteanu et al. (2007) habían generado mediante la reclasificación automática de imágenes de satélite. Los resultados indicaron notables diferencias debidas a la contabilización errónea por los métodos automáticos de superficies cubiertas exclusivamente por nieve como si correspondieran a superficies de los glaciares.

A pesar de todo los errores indicados pueden asumirse cuando se realizan estudios a escala regional, porque el procedimiento permite obtener una evaluación preliminar de la extensión de las masas de hielo. Esa cuestión tiene una evidente aplicación práctica en el caso de Perú, donde se han catalogado varios miles de glaciares (Ames et al., 1988; Morales-Arnan, Hastenrath, 1999) cuya investigación requiere de la implementación de métodos capaces de obtener resultados en un corto periodo de tiempo.

La medida de la superficie de un glaciar permite definir tendencias ($\text{km}^2/\text{año}$) y elaborar pronósticos sobre cuándo podría ocurrir la desaparición de las masas de hielo. No obstante esas previsiones deben compararse con otras basadas en las tendencias y modelos de las ELAs, porque son indicadores más fiables del equilibrio o desequilibrio de los glaciares con el clima.

El proyecto CRYOPERU analizará cuatro geoindicadores combinando la aplicación de técnicas de teledetección y sistemas de información geográfica: cubierta nival, cobertura glaciar, altitud de la *snowline* y volumen de los glaciares.

2.1.2. Cubierta nival y cobertura glaciar

Keshri et al (2009) combinaron tres índices para diferenciar nieve, hielo y hielo mezclado con escombros empleando imágenes del satélite ASTER. Los cálculos pueden realizarse automáticamente empleando las herramientas que incorporan las últimas versiones del software ArcGis (10.1 y posteriores). El sistema genera mapas de cubierta nival y cobertura glaciar combinando las regiones visibles e invisibles del espectro electromagnético:

a) Normalized-Difference Snow Index (NDSI)

$$NDSI = \frac{R_{\text{green}} - R_{\text{SWIR}}}{R_{\text{green}} + R_{\text{SWIR}}}$$

Donde:
R_{green} - región visible del espectro electromagnético.
R_{SWIR} - región invisible del espectro electromagnético.

b) Normalized-Difference Snow Index (NDGI)

$$NDGI = \frac{\text{Green}(B1) - \text{Red}(B2)}{\text{Green}(B1) + \text{Red}(B2)}$$

Donde:
Green(B1) - Banda 1 del satélite ASTER.
Red(B2) - Banda 2 del satélite ASTER.

c) Normalized Difference Snow Ice Index (NDSII)

$$NDSII = \frac{\text{Green}(B1) - \text{NIR}(B3)}{\text{Green}(B1) + \text{NIR}(B3)}$$

Donde:
Green(B1) - Banda 1 del satélite ASTER.
NIR(B3) - Banda 3 del satélite ASTER.

2.1.3. Altitud de la snowline

La disponibilidad de mapas de la cubierta nival en un entorno ráster permite estimar automáticamente la altitud del límite inferior de la cubierta nival (*snowline altitude*), cruzando la capa con un modelo digital del terreno que también debe tener formato ráster.

2.1.4. Análisis de las variaciones en el volumen de los glaciares empleando modelos digitales del terreno

El análisis de las variaciones de volumen de los glaciares introduce la tercera dimensión en la investigación del impacto del cambio climático en las masas de hielo. Su determinación puede realizarse restando modelos digitales del terreno de los glaciares correspondientes a fechas diferentes, el mismo procedimiento mediante el que Andrés (2011) analizó las variaciones del volumen de un domo del interior del cráter del volcán Popocateptl (México). Para generar los modelos digitales del terreno pueden utilizarse topografías realizadas empleando una estación total, pares de imágenes de satélite, vehículos aéreos no tripulados (drones) o tecnologías LIDAR (*Laser Imaging Detection and Ranging*), que permiten determinar la distancia desde un emisor a un objeto o superficie utilizando un haz láser.

2.2. Altitudes de la línea de equilibrio glaciar (ELAs)

El parámetro que mejor expresa la relación de los glaciares con el clima es la altitud de la línea de equilibrio, conocida usualmente por el acrónimo de su denominación anglosajona *Equilibrium Line Altitude* (ELA). La ELA es la línea que separa teóricamente la zona de acumulación de un glaciar, donde predominan los procesos que favorecen la ganancia de masa (innivación, redistribución eólica de la nieve o avalanchas) de la zona de ablación, donde prevalecen los fenómenos que provocan pérdida de masa (fusión y sublimación).

La ELA es la altitud donde el balance de pérdidas y ganancias o balance de masa se equilibra ($b=0$ mm). Es un concepto estadístico que puede referirse a diferentes escalas, en el espacio y en el tiempo. Puede tratarse de la ELA representativa de un glaciar, un conjunto de glaciares, una montaña, un conjunto de montañas, una cordillera o una región y puede analizarse para un mes determinado, un año o una época, en escalas de siglos o miles de años. Existen diferentes métodos para calcular la ELA de un glaciar o un conjunto de glaciares. El proyecto pretende abordar el problema diferenciando tres tipos de ELAs, en función de los métodos empleados para su determinación: ELAm, estimada a partir del monitoreo de un glaciar, ELAg, deducida de su geomorfología y ELAc, basada en datos climáticos del área de estudio.

2.2.1. ELA deducida del monitoreo de los glaciares (ELAm)

El monitoreo de un glaciar consiste en instalar una red de puntos de control a lo largo de su perfil longitudinal: balizas en la zona de ablación y pozos de nieve en la zona de acumulación.

Al final de cada periodo de observación (p.e. un año hidrológico, la estación seca o la estación húmeda) se evalúan ambos parámetros, la ablación midiendo la longitud de la baliza que emerge sobre de la superficie del glaciar y la acumulación contabilizando la nieve acumulada en los pozos. En ambos casos los resultados obtenidos se expresan en la altura equivalente (mm) que tendría la lámina de agua en caso de fundirse la masa de hielo.

Las medidas anteriores pueden complementarse estimando las pérdidas por sublimación, mediante la instalación de sensores para deducir la evaporación, y las pérdidas por fusión, instalando una estación de aforo del drenaje proglaciar, aguas abajo del límite frontal de las masas de hielo, y restando las pérdidas por infiltración.

Tradicionalmente la medida de la longitud de las balizas instaladas en la zona de ablación del glaciar se realiza empleando un flexómetro. Para realizar esa tarea es preciso realizar una campaña de trabajo de campo en el glaciar. El proyecto CRYOPERU empleará la misma técnica, pero además ensayará la utilización de sensores data logger de movimiento, que registrarán la medida de las balizas (x,y,z) cada 30 minutos, con la finalidad de incrementar la resolución de los datos.

El balance neto directo se calcula mediante la siguiente ecuación (Dyurgerov, 2002; Lliboutry, 1974; Paterson, 1994):

$$Bn_d = (1/S) [\Sigma(b_n1S_1 + b_n2S_2 + \dots + b_njS_j)]$$

Donde:

Bn_d- balance neto directo del glaciar.

S - superficie total del glaciar (km²).

bn₁, bn₂, bn_j - balance ponderado por la superficie dentro de los rangos de altura (j): 20, 50 ó 100 m, según la amplitud altimétrica de la red de control del glaciar (balizas en la zona de ablación y pozos en la zona de acumulación).

También puede estimarse el balance neto indirecto, resolviendo la ecuación:

$$Bn_i = P - R - E$$

Donde:

Bn_i - balance neto específico del glaciar en cada punto de muestreo (mm)

P – entradas por precipitación sólidas (mm)

R – pérdidas por fusión (mm)

E – pérdidas por sublimación (mm).

Para extrapolar a otros glaciares de su entorno el balance de masa deducido de un glaciar puede emplearse el método AABI (*Area x Altitude Balance Index*), descrito en Osmaston (2005).

Las técnicas de monitoreo se enfrentan con un problema: requieren tiempo suficiente para implementar las áreas de estudio y obtener resultados temporalmente representativos (p.e. una década). Algunas áreas de estudio se han seleccionado por cumplir esa condición pero lamentablemente no pueden considerarse representativas de toda la región de los Andes Centrales de Perú. Por esa razón se van a desarrollar otras líneas de investigación que permiten reconstruir las ELAs en amplias escalas de tiempo, empleando fotografías aéreas e imágenes de satélite (para los glaciares actuales) y cartografías geomorfológicas de las formas del relieve generadas por la evolución de las masas de hielo (para los glaciares del pasado). Esa vía de trabajo permitirá comprender las condiciones paleoclimáticas pasadas y definir tendencias más recientes que servirán para elaborar pronósticos sobre el comportamiento de las masas de hielo durante las próximas décadas.

2.2.2. ELA geomorfológica (ELAg)

La ELA de un glaciar o un conjunto de glaciares también puede deducirse de la geomorfología de las masas de hielo y los depósitos generados por sus avances pasados. Revisando las publicaciones científicas pueden encontrarse diferentes procedimientos para reconstruir esa ELA geomorfológica:

- Método MELM, *Maximum Elevation of Lateal Moraines* (Lichtenecker, 1938; Visser, 1938).
- Método THAR, *Terminus Headwall Altitude Ratio* (Meierding, 1982; Porter, 1981).
- Método AAR, *Accumulation Area Ratio* (Brückner, 1886; Brückner, 1887; Brückner, 1906).

Dichos métodos se basan en criterios subjetivos y fueron concebidos para glaciares en equilibrio con el clima, por lo que su aplicación a los glaciares actuales es problemática. Por ese motivo el proyecto aplicará el método AABR (*Area x Altitude Balance Ratio*), que fue desarrollado por Osmaston (2005) a partir de los trabajos anteriores de Furbish, Andrews (1984); Kurowski (1891); Sissons (1974) y Sissons (1980).

El método AABR emplea la estadística para eliminar las distorsiones de los resultados causadas por criterios subjetivos o las características individuales de cada glaciar y se considera el procedimiento que ofrece mejores resultados (Benn et al. 2005; Osmaston, 2005). Hasta muy recientemente apenas se había empleado en los Andes Centrales, a causa de su publicación reciente y la complejidad de su aplicación. Sin embargo en los últimos años se han realizado nuevas investigaciones que han simplificado y estandarizado los métodos utilizando sistemas de información geográfica en tres lugares de la cordillera occidental:

- Nevado Hualcán, Cordillera Blanca, 9°S (Giráldez (2011).
- Cordillera Pariacaca, sierra de Lima y Junín, 10-11°S (Quirós (2013).
- Nevado Coropuna, sierra de Arequipa, 16°S (Campos, 2012; García 2013 y Úbeda 2011).

Los resultados son altamente consistentes entre sí, mostrando las variaciones de las ELAs actuales en respuesta a la tendencia de la aridez a incrementarse hacia el sur de los Andes Centrales occidentales (Úbeda et al., 2013). También son coherentes con indicadores de temperatura y humedad para el LGM y la Pequeña Edad del Hielo, la última pulsación fría observada a escala planetaria, que en los Andes Centrales tuvo lugar desde el siglo XVI hasta finales del siglo XIX (Thompson et al., 1986). Además han servido para ensayar métodos para pronosticar la evolución de los glaciares en las próximas décadas, que han obtenido buenos resultados tanto en el Nevado Hualcán (Giráldez, 2011) como en el Nevado Coropuna (Úbeda, 2011).

El procedimiento para reconstruir las ELAs por el método AABR consta de cinco pasos (a-e):

- Delimitación y medida de la superficie de los glaciares o paleoglaciares y sus bandas altitudinales (50 m de equidistancia en el mapa topográfico nacional de Perú).
- Reconstrucción de la ELAg por el método *Area x Atitude* (Kurowski, 1891), resolviendo la ecuación propuesta por Sissons (1974) y Sissons (1980) para simplificar los cálculos:

$$ELA = \Sigma(Z \cdot S) / \Sigma S$$

Donde:

$\Sigma(Z \cdot S)$ - sumatorio de los productos de la altitud media de cada banda altitudinal (m) por su superficie (m²).

ΣS - sumatorio de las superficies de todas las bandas altitudinales (m²).

- Ponderación de los resultados con diferentes valores de *Balance Ratio* (BR), un parámetro que expresa la relación entre los gradientes de acumulación y ablación a lo largo del perfil longitudinal del glaciar.
- Tabulación de los resultados de las ELAs en series vinculadas con los valores de BR empleados para su estimación y cálculo de los promedios y desviaciones típicas de cada serie.
- Selección del resultado de la ELA vinculado con una desviación típica menor, que se considera el valor más probable de la ELA (Osmaston, 2005).

La disponibilidad de los valores de la ELA o paleoELA correspondientes a dos fases (A y B) de la evolución de un conjunto de glaciares o paleoglaciares permite evaluar los cambios de la temperatura entre las dos etapas, aplicando la siguiente ecuación (Úbeda, 2011):

$$\Delta T = GTV \cdot \Delta ELAg$$

Donde:

ΔT - variación de temperatura entre las fases A y B (°C).

GTV - gradiente térmico vertical (°C/m).

$\Delta ELAg$ - desnivel de la ELAg obtenida por el método AABR para las fases A y B (m).

La aplicación de este método indicó errores de décimas de grado cuando se empleó para calcular la paleotemperatura durante la Pequeña Edad del Hielo y se comparó con el calentamiento actual desde el mismo periodo deducido de las mediciones instrumentales disponibles (IPCC, 2007).

La disponibilidad de reconstrucciones de la ELAg para diferentes fechas o fases glaciales permite definir tendencias (m/año) y elaborar pronósticos de futuro. Las previsiones se basan en un principio muy sencillo: por definición, la elevación de la ELA sobre la altitud máxima de un glaciar implicaría la desaparición de su zona de acumulación y el glaciar estaría condenado a desaparecer en el plazo de tiempo que las condiciones climáticas necesitasen para fundir la masa de hielo restante (Úbeda, 2011). La realización de dataciones de las fases de avance y retroceso de los glaciares, estimando las edades de exposición (³⁶Cl, ¹⁰Be y/o ²¹Ne) de superficies de bloques morrénicos y lechos rocosos pulidos, respectivamente, permitirá atribuir cronologías a las ELAs de glaciares del pasado y las reconstrucciones paleoclimáticas que de ellas se deduzcan, al igual que las dataciones por liquenometría (en este caso para los avances glaciares más recientes).

2.2.3. ELA climática (ELAc)

El método para estimar la ELAc fue desarrollado por Úbeda (2011) a partir de los trabajos anteriores de Kaser, Osmaston (2002); Klein et al. (1999) y Oerlemans, Hoogendoorn (1989). El procedimiento consiste en determinar la altitud donde el balance de masa se equilibra (b=0) resolviendo un sistema de dos ecuaciones en una hoja de cálculo, metro a metro, a lo largo del perfil longitudinal del glaciar:

a) Ecuación del balance de masa: $b = a - c$

b) Ecuación de la ablación: $a = [Qr + (\tau_m / Lm) \cdot \alpha(Ta - Ts)]$

Donde:

b - balance de masa (mm). **a** - ablación (mm). **c** - acumulación (mm). **Q_r** - energía disponible para la fusión en forma de radiación neta ($\text{MJ/m}^2/\text{día}$). **τ m** - duración del periodo de ablación (días). **L_m** - calor latente de fusión ($3,34 \cdot 10^5 \text{ J/kg}$). **α** - coeficiente de masa transferida por calor sensible ($1,5 \text{ MJ/m}^2/\text{día}$). **T_a** y **T_s** - promedios anuales de las temperaturas del aire y el suelo.

El valor de la ELAc se determina seleccionando la altitud donde el balance de masa se equilibra ($b=0$). La hoja de cálculo que permite realizar los cálculos proporciona un modelo del perfil vertical del balance de masa de los glaciares actuales. La disponibilidad de las paleotemperaturas permite forzar ese modelo y elaborar otro modelo para los glaciares del pasado, lo que implica deducir los valores de la paleoprecipitación. El modelo de los glaciares actuales también permite ensayar los incrementos de temperatura estimados por diferentes trabajos a escala global (IPCC, 2007) o a escala de los Andes Centrales (Bradley et al., 2004; Bradley et al., 2006; Vuille et al., 2008) con el objeto de elaborar pronósticos sobre cuándo podría suceder la elevación de la ELA por encima de la cumbre de las montañas. Esa cuestión tiene gran interés debido al principio señalado con anterioridad: la elevación de la ELA sobre la altitud máxima de un glaciar implicaría la desaparición de su zona de acumulación y el glaciar debería desaparecer en el plazo de tiempo que las condiciones climáticas necesitasen para fundir la masa de hielo restante (Úbeda, 2011).

HIPÓTESIS DE LA INVESTIGACIÓN: la definición de los geoindicadores ELAg y ELAc proporciona instrumentos de análisis para elaborar simulaciones sobre el impacto de los cambios climáticos en los glaciares pasados, actuales y futuros, de acuerdo con el modelo que describe el diagrama de la figura 5, representando dos cambios climáticos (1 y 2).

- Cambio climático 1: tendencia a un contexto favorable a la expansión de las masas de hielo (más frío y/o húmedo), como sucedió durante los avances glaciares pasados. La ELAc responde inmediatamente al cambio climático y desciende por las vertientes hasta la posición que determinan las condiciones ambientales. La ELAg también responde al cambio climático pero lo hace más lentamente porque la acumulación de nieve y su transformación en hielo requieren que transcurra suficiente tiempo, desde algunas décadas a varios miles de años. La fase de expansión glaciar finaliza cuando la ELAg se nivela con la ELAc y las masas de hielo alcanzan un estado de equilibrio con el clima, que se mantiene mientras perduren las mismas condiciones.

- Cambio climático 2: tendencia a la deglaciación (calentamiento y/o mayor aridez) como sucede en la actualidad en los Andes Centrales. La ELAc asciende por las vertientes hasta una altitud determinada por las condiciones ambientales. La ELAg también tiende a elevarse pero lo hace más lentamente porque el clima necesita tiempo para fundir o sublimar la masa de hielo restante.

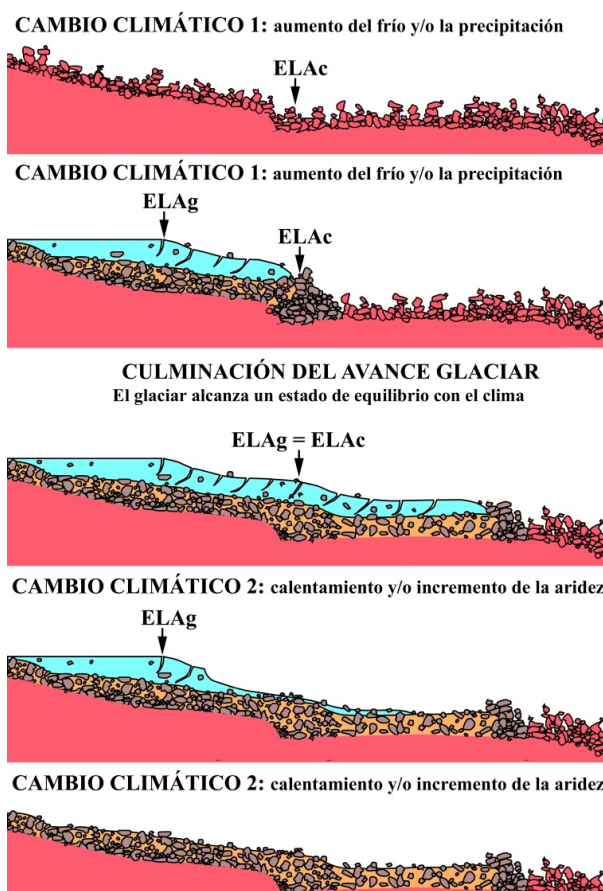


Figura 5: representación idealizada de la respuesta de un glaciar a dos cambios climáticos, uno favorable (1) y otro desfavorable (2) a la expansión de las masas de hielo (Úbeda, 2011).

2.3. Altitud de la línea de arranque de los glaciares rocosos (RILA)

Los glaciares rocosos son masas de rocas con hielo intersticial que se deslizan pendiente abajo impulsados por su propio peso. Lógicamente la aparición y conservación del hielo requiere que la temperatura permanezca por debajo del umbral de congelación. En esa condición se basa la utilidad de los glaciares rocosos como geoindicadores del cambio climático. Uno de los efectos del calentamiento global es la desactivación de los glaciares rocosos como resultado de la elevación de la isoterma anual de 0°C. Al desaparecer el hielo intersticial la masa de rocas se inmoviliza y se transforma en un paleoglacial rocoso.

El principal parámetro que permite interpretar el significado climático o paleoclimático de los glaciares rocosos es la altitud de la línea de arranque (Humlum, 1988; Humlum, 2000). Se denomina con el acrónimo de su denominación anglosajona, RILA (*Rock-glacier Initiation Line Altitude*).

La elaboración de mapas geomorfológicos delimitando los glaciares rocosos permite identificar de forma automática las RILAs cruzando las capas con el modelo digital del terreno. La determinación de la isoterma anual de 0°C mediante la instalación de sensores *data logger* permite diferenciar glaciares rocosos activos y glaciares rocosos inactivos (paleoglaciares rocosos), obteniendo una clasificación preliminar que puede comprobarse realizando mediciones sobre el terreno.

Finalmente, la datación absoluta de los paleoglaciares rocosos permite reconstruir la evolución pasada de la isoterma anual de 0°C, generando datos que pueden compararse con otros deducidos de la investigación de las paleoELAs glaciares para contribuir a la mejor comprensión de la evolución del clima.

2.4. Permafrost

La presencia o ausencia de permafrost (capas subsuperficiales de suelo permanentemente helado) también es un geoindicador de la evolución del clima (French, 2008), además de una reserva hídrica potencial y un factor de riesgo que conviene evaluar. En los volcanes Chachani y Coropuna (Departamento de Arequipa) se ha encontrado permafrost usando sensores *data logger* enterrados en el suelo, donde los registros jamás superaron el umbral de congelación (0°C). En esos lugares se realizaron perforaciones de varios metros de profundidad que confirmaron la existencia del permafrost y permitieron la instalación de sensores para monitorear la evolución de las capas de suelo helado. En esos volcanes la presencia de permafrost parece estar asociada a la protección frente a la radiación solar que proporciona el mayor albedo de las vertientes hidrotermalizadas, además de la orientación más favorable (sur en ambos casos) y suficiente altitud (>5200 m). Teniendo en cuenta esas condiciones el proyecto propone desarrollar la siguiente secuencia ideal de tareas (además de profundizar en la investigación de las áreas donde ya se ha detectado permafrost):

- a) Selección de áreas potenciales con presencia probable de permafrost.
- b) Instalación de sensores *data logger* a 30 cm de profundidad.
- c) Análisis de los registros, perforación de las capas de suelo helado e instalación de sensores a mayor profundidad.
- d) Prospecciones geofísicas para determinar la extensión espacial del permafrost.

Teniendo en cuenta las observaciones sobre la aparente relación entre la presencia de permafrost, la alteración hidrotermal de las vertientes y el albedo, el proyecto CRYOPERU ensayará la localización de áreas potenciales empleando reclasificaciones automáticas de imágenes de satélite y procedimientos de selección multicriterio en sistemas de información geográfica.

3. Peligros geológicos asociados a la criosfera

Durante los últimos cuarenta años ocurrieron al menos un desastre por década vinculado con actividad sísmica o volcánica relacionada con la criosfera, destacando el terremoto de 1970 en el Departamento de Ancash (Perú) y la erupción de 1985 en el Nevado del Ruiz (Colombia). En el primer caso el sismo provocó una avalancha de hielo y rocas que desaguó una laguna generando una avenida de lodo hipersaturado que sepultó la ciudad de Yungay. En el segundo caso un flujo de características similares provocado por la fusión repentina de parte de la masa de hielo que recubrían el volcán sepultó la ciudad de Armero, a pesar de encontrarse decenas de km aguas abajo del Nevado del Ruiz. Las estimaciones del número de víctimas, entre 20 y 30.000 muertos en cada caso, demuestran la necesidad de que el proyecto CRYOPERU también evalúe los peligros geológicos vinculados con la criosfera, porque el proceso de deglaciación favorece el incremento de las amenazas que representan la inestabilización de las masas de hielo y la aparición de lagunas en depresiones anteriormente ocupadas por lenguas glaciares. Por ese motivo se seleccionarán casos de estudio suficientemente representativos de los geoindicadores que se resumen en la tabla 2 y se describen en las páginas siguientes. En cada área de estudio se analizará el problema en cuestión y se diseñará una metodología que será ensayada y sometida a discusión para desarrollar métodos de investigación extrapolables al resto de la cordillera de los Andes Centrales.

	Geoindicador	Descripción	Método	Referencias	Recursos
11	Actividad volcánica y lahares	Removilización de laderas volcánicas como consecuencia de un aporte repentino y masivo de agua.	- Cartografía geológica - Monitoreo sísmico, geodésico y geoquímico	Pastor, et al. (2009) Haddad (2007) Haddad et al (2010)	- GPS diferenciales. - Escáner LIDAR. - Estaciones totales. - Sismógrafos. - Imágenes de satélite. - Dataciones absolutas (^{36}Cl ^{10}Be, ^{21}Ne y ^{14}C).
12	Movimientos en Masa activos	Movimientos ladera abajo de una masa de roca o detritos por efecto de la gravedad.	- Monitoreo geodésico. - Monitoreo sísmico y geodésico. - Interferometría radar.	PMA (2007)	
13	Estabilidad de morrenas glaciares que represan lagunas	Análisis de la inestabilidad de esas morrenas para prevenir movimientos en masa.	- Monitoreo sísmico y geodésico. - Análisis sedimentológico. - Prospecciones geofísicas.	Vilimek et al. (2005) Silva et al (2010)	
14	Neotectónica	- Análisis de la sismicidad como detonante de movimientos en masa en áreas glaciares. - Análisis de la influencia tectónica en la evolución de la criosfera.	- Análisis geológico-estructural. - Monitoreo geodésico.	Benavente et al. (2013)	

Tabla 2: geoindicadores de peligros geológicos.

3.1. Actividad volcánica y lahares

En el sur de Perú existen alrededor de una decena de centros o áreas volcánicas activas o potencialmente activas, entre las que por haber ocurrido erupciones durante los últimos 1000 años destacan (de norte a sur) los volcanes Coropuna, Sabancaya, Misti, Ubinas, Huaynaputina, Yucamane y Tutupaca. Dichas erupciones causaron daños en poblados, terrenos de cultivo e infraestructuras que quedaron registrados en relatos históricos y evidencias geológicas. Dependiendo del tipo de erupción, la actividad volcánica puede causar diferentes clases de peligros, como caída de cenizas, oleadas y flujos piroclásticos, flujos de lava o gases volcánicos, entre otros.

Una de las amenazas volcánicas que tiene mayor capacidad destructiva son los flujos de lodo hipersaturado, que reciben la denominación de lahares y consisten en la removilización de las vertientes como consecuencia de un aporte masivo y repentino de agua. Para investigar y elaborar modelos de lahares se ha seleccionado el Nevado Coropuna como caso de estudio, por tres razones principales:

- 1) Su área de cumbres está cubierta por una de las masas de hielo tropical más grandes de la Tierra, con una superficie de $\sim 46 \text{ km}^2$ en 2007 (Úbeda, 2011).
- 2) Es un volcán potencialmente activo, porque presenta tres flujos de lava con menos de 1000 años de edad (Úbeda, 2013).
- 3) Todavía no se han realizado los estudios de evaluación de peligros geológicos que sugieren esos hechos.

Los trabajos implicarán la realización de cartografías geológicas, mapas geomorfológicos y dataciones absolutas que permitan reconstruir la evolución volcánica y glaciar del Nevado Coropuna durante el Cuaternario reciente. El objetivo será elaborar el mapa de peligros que permita a las instituciones competentes diseñar los correspondientes planes de emergencia. Paralelamente se desarrollarán dos líneas de investigación: simulaciones numéricas, para evaluar la magnitud y posibles consecuencias de los lahares, y vigilancia de la actividad volcánica, para estimar la probabilidad de que suceda un evento de ese tipo.

3.1.1. Modelos numéricos aplicados a procesos gravitacionales (modelo integrado en profundidad SPH)

La modelización numérica, como herramienta de estudio y análisis, tiene por objeto reproducir los movimientos en masa minimizando el número de simplificaciones a considerar. Dada la complejidad del fenómeno, la simulación del mismo ha dado lugar a dos líneas de investigación:

- La primera trata la iniciación del movimiento y tiene el objetivo de reproducir la rotura de los materiales implicados. Para afrontar esa tarea se asume que una vez desencadenado el deslizamiento, el comportamiento del material implicado se asemeja al de un fluido y puede describirse en el marco de la dinámica de fluidos.
- La asunción anterior ha generado una segunda línea de investigación que se ha especializado en la simulación de la propagación del movimiento, desarrollando modelos de simulación de lahares, flujos de derrubios y/o avalanchas como GEOFLOW y SPH.

Los modelos desarrollados por Pastor, et al. (2009) describen la propagación de los materiales fluidificados mediante un modelo integrado en profundidad basado en las ecuaciones de Biot. El modelo obtenido se completa mediante una ecuación adicional (ley reológica), que refleja el comportamiento del material implicado. Por último, el modelo está compuesto por un sistema de ecuaciones hiperbólicas de primer orden que se resuelve mediante dos métodos numéricos alternativos: Elementos Finitos (EF) y *Smoothed Particle Hydrodynamics* (SPH).

La aplicación del método EF (p.e. mediante software GEOFLOW) en dominios de gran extensión requiere un gran esfuerzo computacional. Por ese motivo el proyecto CRYOPERU aplicará el modelo integrado en profundidad desarrollado por Pastor, et al. (2009) mediante el método SPH. Los autores de ese trabajo implementaron el modelo SPH en un programa de cálculo empleando el lenguaje de programación Fortran 90. Posteriormente validaron el modelo mediante ensayos de laboratorio y la reproducción de problemas con solución analítica (entre otros el problema de Riemann). El modelo SPH también se ha aplicado con éxito a la simulación de casos reales de lahares, flujos de derrubios y avalanchas, descritos en publicaciones científicas como Haddad (2007), Pastor et al. (2009) y Haddad et al. (2010).

3.1.2. Vigilancia volcánica

Las erupciones volcánicas casi siempre están precedidas y/o acompañadas por evidencias indicadas por el estado geofísico y geoquímico del sistema magmático e hidrotermal. Por esa razón, la única manera de evaluar y cuantificar el incremento en la actividad de un volcán, detectar el ascenso de magma hacia la superficie y evaluar en tiempo real la amenaza que representa, es observando permanente y sistemáticamente los geoindicadores sísmicos, la deformación de los edificios y la naturaleza de los fluidos (gases y aguas termales). Dicha tarea requiere de la implementación de una red de equipos como los que el Observatorio Vulcanológico de INGEMMET (OVI) mantiene instalados en los volcanes Misti y Ubinas, cuyos datos son transmitidos en tiempo real por telemetría hasta la sede de esa institución en la ciudad de Arequipa.

El proyecto CRYOPERU afrontará la observación de la actividad sísmica, la deformación de los edificios volcánicos y las características físico-químicas de las fuentes hidrotermales del Nevado Coropuna, donde hasta ahora sólo se han realizado trabajos de este tipo con carácter puntual, mediante las observaciones realizadas durante las campañas de trabajo de campo que se han venido celebrando con carácter anual.

A continuación se describen las cuatro estrategias que serán empleadas para monitorear el volcán Coropuna (monitoreo geofísico, geodésico, geoquímico y visual).

3.1.2.a) Monitoreo geofísico

Las vibraciones del suelo en un edificio volcánico pueden deberse a la fracturación de la roca caja como consecuencia de la presión ejercida por un cuerpo de magma estacionado o en movimiento. También pueden ser generadas por el desplazamiento mismo del magma, el ascenso de gases volcánicos, o cambios de presión asociados al calentamiento térmico del sistema y su influencia en todos los elementos implicados (roca caja, agua líquida o gases). En cualquier caso las vibraciones del suelo son geoindicadores de la actividad volcánica. En su mayor parte se trata de señales sísmicas de baja energía y solamente pueden ser detectadas por sismógrafos de alta sensibilidad, aunque en ocasiones también consisten en eventos de mayor intensidad que pueden ser sentidos incluso por las personas.

El objetivo del proyecto CRYOPERU es instalar en el Nevado Coropuna una estación sísmica de banda ancha con transmisión en tiempo real, para detectar la actividad sísmica volcánica, la energía involucrada y las posibles variaciones de ambos parámetros.

3.1.2.b) Monitoreo geodésico

Los cambios en la forma de los edificios volcánicos comúnmente están asociados a la actividad eruptiva porque suelen reflejar ajustes superficiales debidos a movimientos del magma en profundidad, variaciones de presión y/o el movimiento de fluidos en el sistema hidrotermal. Cualesquiera que sean sus causas, la deformación de un volcán puede detectarse observando diferentes parámetros:

- Distancia de puntos reflectores instalado en el edificio volcánico con respecto a una base fija, utilizando un distanciómetro electrónico (EDM).
- Pendiente del cono volcánico, empleando inclinómetros electrónicos (*tiltmeters*).
- Desplazamiento horizontal/vertical del suelo, usando puntos GPS, técnicas de interferometría basadas en el análisis multitemporal de imágenes de radar y data loggers de movimiento (x,y,z).

El objetivo del proyecto CRYOPERU es instalar 3 estaciones fijas de GPS distribuidas estratégicamente en los flancos de los edificios volcánicos del complejo Coropuna, con transmisión de datos por telemetría al OVI para procesar la información en tiempo real.

3.1.2.c) Monitoreo geoquímico

La geoquímica de fluidos es muy eficaz para monitorear la actividad eruptiva porque el ascenso de un cuerpo magmático hacia la superficie produce cambios en la composición química y las características físicas de los fluidos volcánicos. La estrategia para investigar esos parámetros y aplicarlos para la vigilancia volcánica consiste en realizar muestreos sistemáticos de emanaciones gaseosas y fuentes termales y registrar permanentemente la temperatura del suelo y otros parámetros físicos.

El INGEMMET realiza observaciones geoquímicas en fuentes termales de los volcanes Misti, Ubina, y Ticsani, donde entre otras variables se analizan las concentraciones de SO_2 y CO_2 y sus cambios en el espacio y en el tiempo. Además se está ensayando la utilización de un espectrómetro de absorción diferencial Mini DOAS para determinar la concentración de SO_2 en las plumas eruptivas del volcán Ubina.

El objetivo del proyecto CRYOPERU es instalar estaciones para determinar las emanaciones de CO_2 del suelo de las vertientes del Nevado Coropuna (con transmisión de datos por telemetría al OVI) y registradores continuos de temperatura y conductividad eléctrica en las fuentes de aguas termales, donde también se realizarán muestreos periódicos de otros parámetros.

3.1.2.d) Monitoreo visual

Además de las técnicas geofísicas, geodésicas y geoquímicas otro procedimiento empleado por el OVI en el volcán Ubina es el seguimiento de la actividad eruptiva utilizando cámaras convencionales. Es un método, sencillo, eficaz y relativamente económico, útil para el seguimiento de todo tipo de procesos físicos, como derrumbes, avalanchas, explosiones volcánicas o deslizamientos.

El proyecto CRYOPERU empleará cámaras convencionales para observar el Nevado Coropuna, donde además para la vigilancia de la actividad volcánica también serán útiles para obtener un registro continuo de la evolución de geoindicadores del cambio climático, como la superficie de los glaciares o la cubierta nival. Las imágenes serán transmitidas por internet a las bases de datos del proyecto para su posterior procesamiento. También se ha previsto permitir el libre acceso de cualquier usuario.

3.2. Movimientos en masa relacionados con la criosfera

Bajo la denominación de movimientos en masa, en sentido amplio, se engloba un conjunto de procesos geodinámicos que incluye avalanchas, aludes, derrumbes, desprendimientos de rocas, deslizamientos o flujos de detritos, entre otros. Dichos procesos se caracterizan por el desplazamiento ladera abajo, por efecto de la gravedad, de grandes cantidades de material consolidado o no consolidado (PMA, 2007). En las áreas de alta montaña, como los Andes Centrales, el origen de los movimientos en masa frecuentemente está relacionado con la criosfera. Los lahares descritos en el apartado anterior también pueden considerarse movimientos en masa y los procedimientos para elaborar simulaciones numéricas son semejantes. Sin embargo, debido a su importancia cualitativa y cuantitativa y su especial relación con la actividad volcánica se ha preferido incluir a los lahares en un apartado específico y definir un área laboratorio en el Nevado Coropuna. El análisis de otros tipos de movimientos en masa se realizará en otras áreas de estudio seleccionadas por su interés y la rentabilidad científica que proporcionen al proyecto.

El grado de actividad de los movimientos en masa responde a cambios ambientales rápidos y es un geoindicador de peligros geológicos relevante en áreas de alta montaña, especialmente donde todavía se conservan glaciares o depósitos generados por la dinámica pasada de esas masas de hielo. El proyecto CRYOPERU pretende contribuir a comprender la relación entre la frecuencia de los movimientos en masa con los factores detonantes de índole exógena (p.e. el clima o eventos meteorológicos extremos) o endógena (p.e. la sismicidad o el vulcanismo), así como los efectos que tienen las actividades antrópicas en la inestabilidad de las laderas.

Con esa finalidad se observarán movimientos en masa en escalas territoriales amplias, utilizando interferometría radar, y también se emplearán técnicas más apropiadas para detectar cambios a escala local en los parámetros implicados:

- Movimientos superficiales: el seguimiento de puntos de control utilizando escáner láser LIDAR, GPS diferencial, estación total, sensores data logger de movimiento (x,y,z) y/o sistemas de teledetección INSAR, permitirá detectar el desplazamiento de una zona determinada del talud o todo el conjunto y conocer su dirección, sentido y velocidad.
- Movimientos de apertura de grietas o separación de bloques: se realizarán empleando elementos mecánicos (cinta métrica, hilo y otros), transductores eléctricos o cintas de convergencia (para grandes desplazamientos).
- Presiones intersticiales: mediante la instalación de piezómetros e inclinómetros.

3.3. Estabilidad de morrenas que represan lagunas glaciares

El avance de los glaciares genera dos tipos de procesos erosivos, denominados pulimento y sobre-excavación:

- Por una parte y en escala de detalle los glaciares inciden en el lecho sobre el que se desplazan, generando señales muy características de pulimento, estrías, surcos o acanaladuras, dependiendo del tamaño de las partículas que las masas de hielo transportan y emplean para realizar ese trabajo (arenas, gravas, cantos o bloques).
- Por otra parte los glaciares desalojan los materiales asequibles a su competencia, muy elevada debido a su alta densidad, formando una topografía escalonada consistente en una sucesión de umbrales rocosos, donde el lecho es más resistente, y depresiones o cubetas de sobre-excavación, donde el lecho es menos coherente, generalmente como consecuencia de procesos de alteración anteriores a la fase de expansión glaciar.

A causa de las acciones de sobre-excavación que las masas de hielo realizaron en el pasado, una de las principales consecuencias del proceso de deglaciación es que en los paisajes de alta montaña modelados por erosión glaciar es relativamente frecuente encontrar lagunas. Esos cuerpos de agua han sido generados por la inundación de las cubetas de sobre-excavación por el agua de deshielo, que en muchos casos se encuentra represada por las morrenas que depositaron previamente los avances glaciares.

La estabilidad de las morrenas que represan lagunas tiene gran importancia desde el punto de vista de los peligros geológicos que afectan a la población y sus actividades económicas, debido a que esas masas de agua suelen encontrarse en un contexto geomorfológico muy susceptible al desencadenamiento de desprendimientos de hielo y rocas que pueden originar su desagüe repentino. Es un fenómeno que tuvo en el pasado y podría tener en el futuro consecuencias catastróficas, en mayor medida en muchos lugares de los Andes Centrales donde los núcleos de población son enormemente vulnerables como consecuencia del fuerte desnivel que los separa de las lagunas glaciares.

El proyecto CRYOPERU seleccionará áreas de estudio suficientemente representativas de peligros geológicos asociados a la inestabilidad de morrenas que represan lagunas glaciares para ensayar los métodos propuestos por Silva et al (2010) y Vilímek, et. al (2005), incluyendo los siguientes:

- Análisis de la estructura interna de los depósitos, utilizando el método geofísico GPR (*Ground Penetrating Radar*).
- Evaluación de las presiones intersticiales, mediante la instalación de piezómetros e inclinómetros.

Además, la presencia de suelo permanente o estacionalmente congelado en el interior de las morrenas puede ser un factor determinante en la inestabilización de los depósitos, como consecuencia de deformaciones debidas a incrementos de volumen, por congelamiento, o pérdida de cohesión interna debida al deshielo intersticial. Por ese motivo, otra estrategia de investigación consistirá en la instalación de sensores para registrar la temperatura del suelo, aplicando los métodos descritos con anterioridad (apartado 2.4.).

3.4. Neotectónica en áreas de alta montaña

La actividad sísmica en los Andes Centrales peruanos es muy elevada como consecuencia de la presencia de fallas activas, que frecuentemente se localizan por encima de los 3000 m de altitud, donde pueden ser desencadenantes de la inestabilidad de masas de hielo o depósitos morrénicos y generar movimientos en masa. La Cordillera Blanca es el ejemplo más paradigmático, debido al elevado número de víctimas y la frecuencia de las catástrofes ocurridas durante el siglo XX, p.e. en Yungay (1970) o Huaraz (1941). Sin embargo en las cordilleras Huaytapallana (Departamento de Junín) y Vilcabamba (Departamento de Cuzco) se han descrito fallas activas que también pueden generar peligros geológicos asociados a la criosfera y en otras regiones de los Andes Centrales orientales y occidentales pueden existir casos similares que todavía permanecen sin describir o han sido insuficientemente estudiados. Además de sus implicaciones con respecto a los peligros geológicos, la neotectónica también es un importante factor a tener en cuenta para comprender la dinámica de la criosfera. Un ejemplo de ese hecho es la vertiente norte del Nevado Coropuna, donde la subsidencia diferencial de los bloques que compartimentan el complejo volcánico parece haber controlado la jerarquización del drenaje (Úbeda, 2011). A causa de esa relación, la datación de morrenas es un eficaz instrumento para comprender la dinámica de las fallas que afectan a esos depósitos glaciares, demostrando que la neotectónica y la criosfera están íntimamente relacionadas.

El proyecto CRYOPERU aplicará una adaptación de los métodos descritos en Benavente et al. (2013) para contribuir a la comprensión de los geoindicadores del cambio climático y los peligros geológicos, de acuerdo a la siguiente secuencia ideal de tareas:

- 1) Elaboración de mapas geológicos (depósitos y afloramientos de roca) y geomorfológicos (formas del relieve) cartografiando las discontinuidades tectónicas.
- 2) Realización de dataciones absolutas de las unidades geológicas y geomorfológicas para obtener un control cronológico de la actividad de las discontinuidades.
- 3) Monitoreo de la actividad neotectónica empleando métodos geofísicos (p.e. tomografía eléctrica y otros), geodésicos (p.e. interferometría radar) y sensores data logger de movimiento (x,y,z).
- 4) Determinación de las interrelaciones entre la neotectónica, la evolución de la criosfera y los peligros geológicos.

4. Áreas de estudio:

Para obtener una evaluación de los geindicadores que permita comprender sus variaciones a lo largo y ancho de la cordillera de los Andes Centrales en función de diferentes factores geográficos, como la orientación de las vertientes o su disposición con respecto al área fuente de las precipitaciones (la cuenca del Amazonas) se han planteado las 8 áreas de estudio que se indican en la tabla 3.

Denominación	Departamento	Latitud sur	Longitud oeste
Cordillera Blanca	Ancash	8°39'-10°04'	76°55'-77°56'
Cordillera Huaytapallana	Junín	11°46'-12°00'	74°56'-75°09'
Cordillera Vilcabamba (Salkantay)	Cuzco	13°14'-13°26'	72°28'-72°40'
Cordillera Vilcanota (Quelccaya)	Cuzco-Puno	13°49'-14°04'	70°39'-70°56'
La Rinconada	Puno	14°-32'-14°50'	76°55'-77°56'
Cordilleras de la Corte y Pariaqaqa	Lima-Junín	10°36'-11°38'	69°06'-69°34'
Nevado Coropuna	Arequipa	15°06'-16°00'	71°32'-74°00'
Chachani-Misti	Arequipa	16°04'-16°24'	71°17'-71°39'

Tabla 3: localización de las áreas de estudio

En la figura 6 se ha representado la localización de las áreas de estudio. Están regularmente distribuidas a lo largo de la cordillera oriental y la cordillera occidental de los Andes Centrales de Perú (figura 6). Excepto en el caso Chachani-Misti, las demás áreas se caracterizan porque conservan glaciares actuales. En las páginas siguientes se describen brevemente, con indicación de su interés científico y algunos de los principales trabajos realizados con anterioridad, por investigadores pertenecientes a las instituciones que forman parte del grupo impulso del proyecto CRYOPERU o a otras entidades.

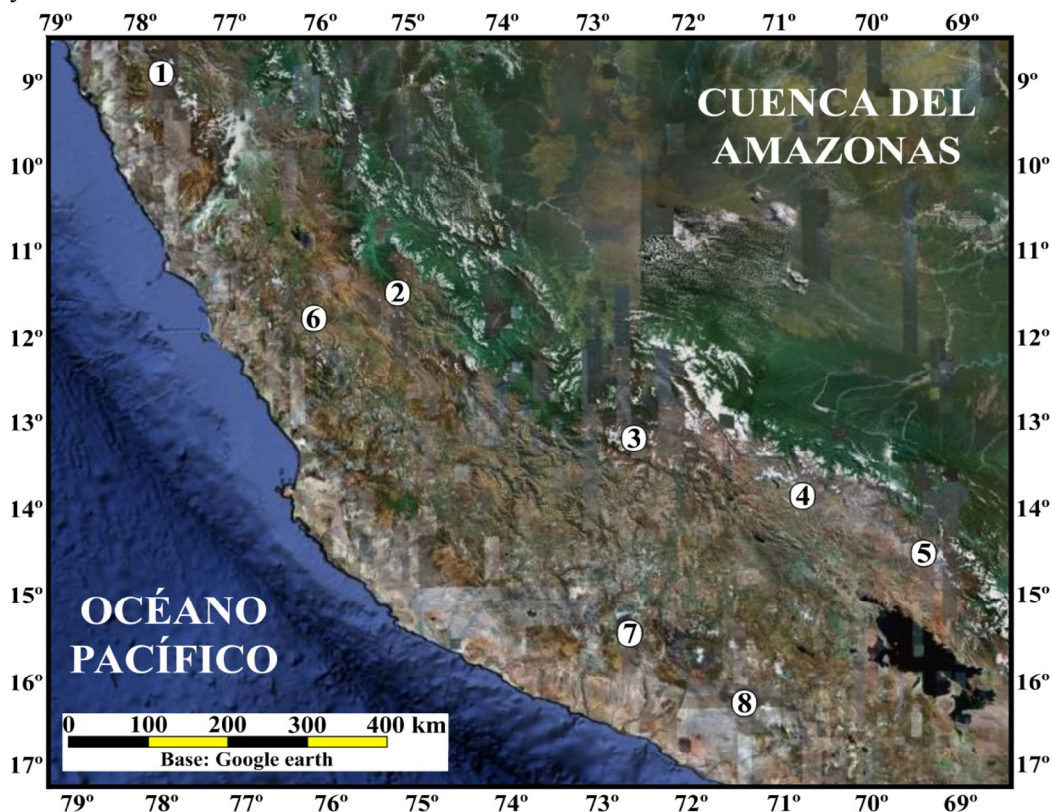


Figura 6: áreas de estudio del proyecto CRYOPERU: 1) Cordillera Blanca. 2) Cordillera Huaytapallana. 3) Cordillera Vilcabamba (Salkantay). 4) Cordillera Vilcanota (Quelccaya). 5) Áreas de montaña de La Rinconada. 6) Cordilleras de la Corte y Pariaqaqa. 7) Complejo volcánico Nevado Coropuna. 8) Estratovolcanes Chachani y Misti.

4.1. Cordillera Blanca (figura 7): reúne el conjunto de montañas cubiertas de glaciares más extenso de la zona tropical de la Tierra. Por ese motivo existen numerosas publicaciones que proporcionan información muy valiosa para evaluar los geoindicadores:

- 1) Un inventario exhaustivo basado en imágenes de satélite (Egas et al, 2010).
- 2) Datos del balance de masa de diversos glaciares obtenidos a lo largo de varias décadas por la Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos de Huaraz (Autoridad Nacional del Agua), que permitirían deducir la ELA de monitoreo (ELAm).
- 3) Un registro de dataciones absolutas por edades de exposición de avances glaciares pasados (p.e. Rodbell et al, 1992; Farber et al, 2005; Smith et al, 2008; Glasser et al, 2009).
- 4) Trabajos de liquenometría que incluyen las calibraciones del género *Rhizocarpon* requeridas por ese método de datación (Solomina et al, 2007; Jomelli et al, 2008).
- 5) Reconstrucciones de la ELA geomorfológica (ELAg; Giráldez, 2011).
- 6) Trabajos de evaluación de la estabilidad de morrenas (Silva et al, 2010).
- 7) Modelamientos de flujos hipersaturados generados por el desbordamiento de lagunas (Valderrama et al, 2008) que fueron realizados mediante la aplicación de los mismos métodos previstos en el proyecto CRYOPERU.

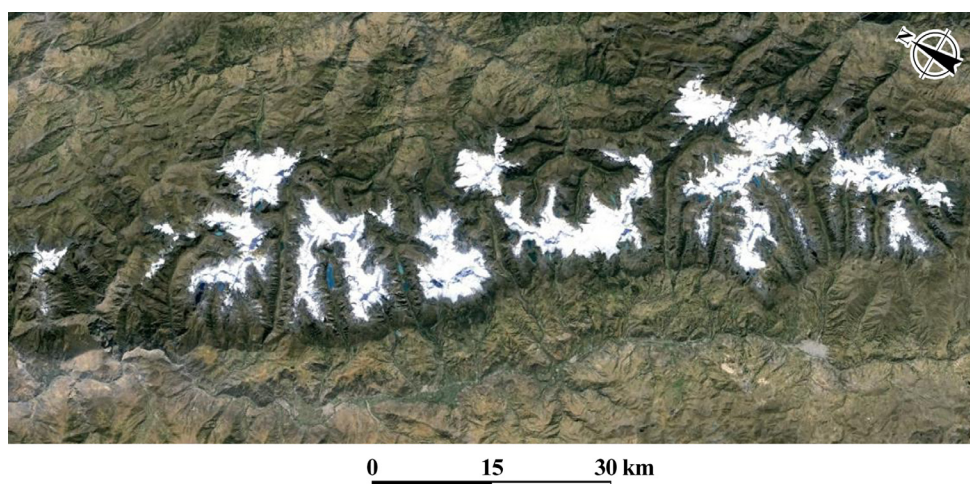


Figura 7: imagen Google earth de la Cordillera Blanca.

4.2. Cordillera Huaytapallana (figura 8): conserva una excelente representación de glaciares actuales y morrenas de paleoglaciares afectadas por la actividad neotectónica. También ha sido el área de estudio de reconstrucciones del proceso de deglaciación reciente basadas en imágenes de satélite (López-Moreno et al, 2014), que podrán contrastarse con los resultados obtenidos por el proyecto CRYOPERU para el mismo geoindicador.

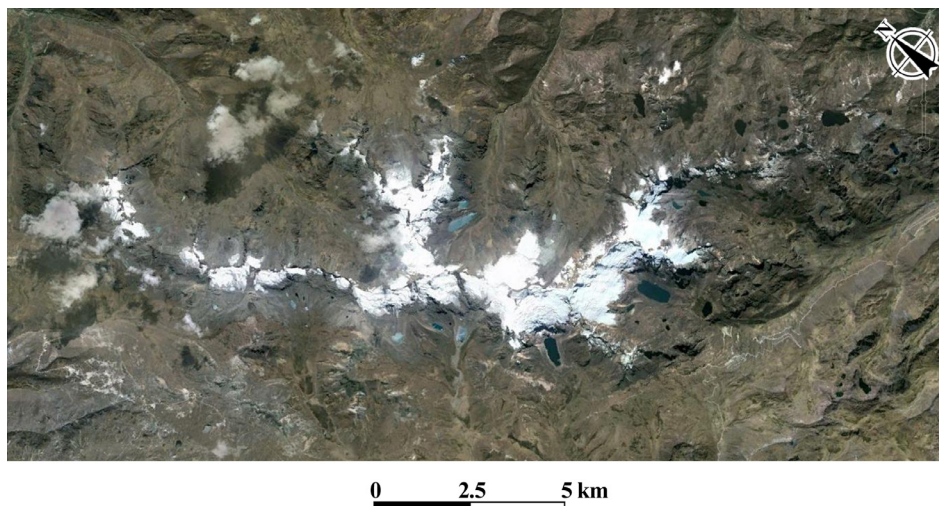


Figura 8: imagen Google earth de la Cordillera Huaytapallana.

4.3. Cordillera Vilcabamba-Nevado Salkantay (figura 9): conserva glaciares actuales y una extraordinaria representación de morrenas de paleoglaciares afectadas por la actividad neotectónica. Incluye el Nevado Salkantay, donde Licciardi et al (2009) realizaron dataciones absolutas de avances glaciares que vincularon con un mayor desplazamiento hacia el sur de la ZCIT. Además, un estudiante de la Universidad Complutense de Madrid está realizando actualmente su tesis de final de máster para reconstruir el geoindicador ELAg.

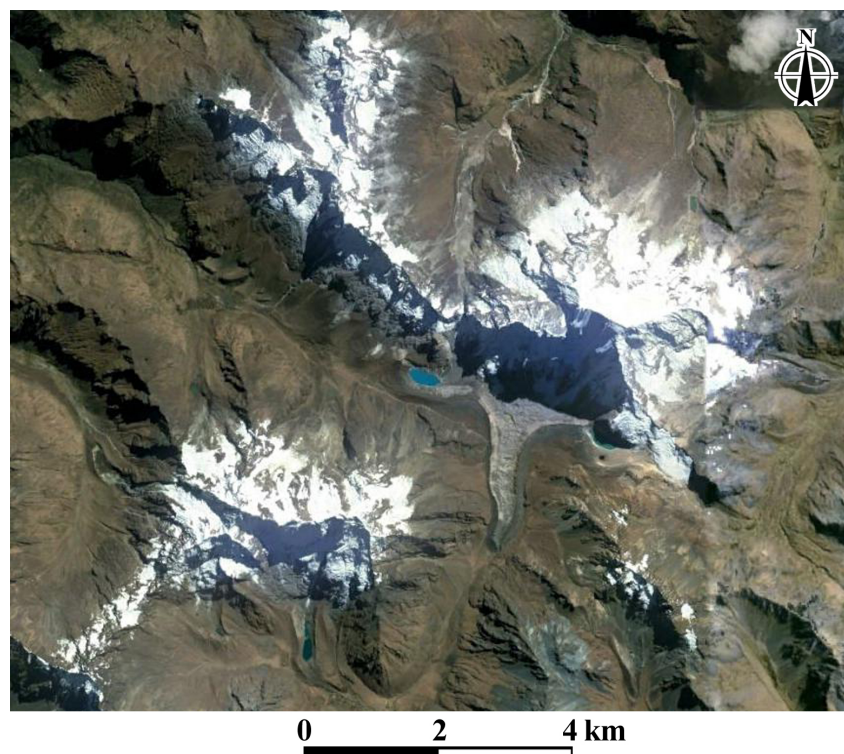


Figura 9: imagen Google earth de la Cordillera Vilcabamba.

4.4. Cordillera Vilcanota-casquete glaciar Quelccaya (figura 10): su área de cumbres está cubierta por la masa de hielo tropical más extensa de la Tierra (junto con el sistema glaciar del Nevado Coropuna) y vertiente abajo del frente actual de los glaciares hay morrenas bien conservadas. Thompson (1992) elaboraron una base de datos analizando la estratigrafía de un testigo de hielo que se encuentra disponible *online* (<http://www.ncdc.noaa.gov/data-access/paleoclimatology-data>) y Kelly et al (2012) realizaron dataciones absolutas de avances glaciares que relacionaron con un mayor desplazamiento hacia el sur de la ZCIT.

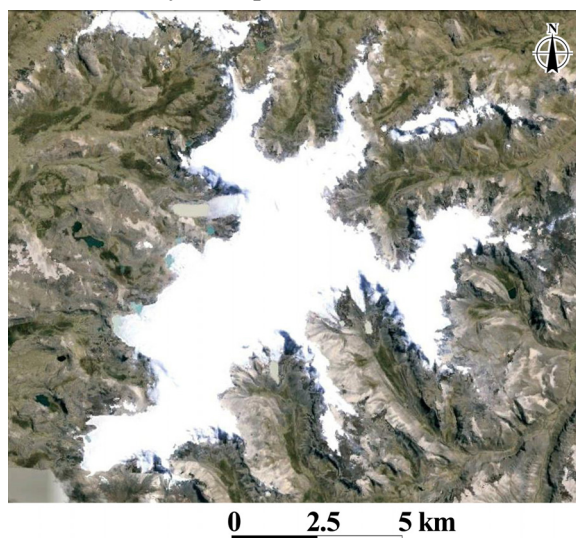


Figura 10: imagen Google earth del casquete glaciar Quelccaya.

4.5. Áreas de montaña de La Rinconada (figura 11): se trata de las montañas más meridionales de los Andes Centrales orientales peruanos que conservan glaciares actuales y morrenas generadas por avances pasados de las masas de hielo. Todavía no se han realizado investigaciones científicas en ese sector. La actividad minera se desarrolla en plena área deglaciada, ofreciendo una excelente y novedosa oportunidad para reconstruir el retroceso de las masas de hielo a partir de testimonios orales y escritos e instalar sensores de temperatura del suelo aprovechando las galerías excavadas en las vertientes de las montañas.

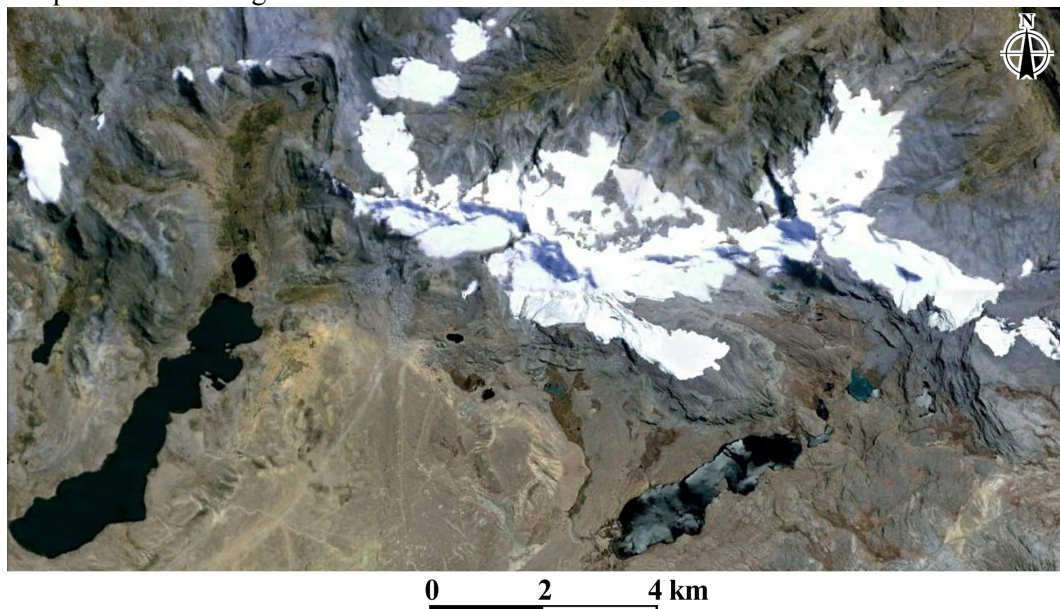


Figura 11: imagen Google earth de las montañas de La Rinconada.

4.6. Cordilleras de la Corte y Pariaqaqa (figura 12): se trata de dos áreas de enorme interés porque demuestran la importancia que tiene en el proceso de deglaciación el desnivel del área fuente de las masas de hielo con respecto al geoindicador ELA climática (ELAc). En la Cordillera de la Corte (al noroeste), con altitudes máximas de ~5200 m, las masas de hielo casi han desaparecido, pero el registro de sus avances pasados está registrado en morrenas bien conservadas. Sin embargo la Cordillera Pariaqaqa (al sureste) está cubierta por glaciares de gran tamaño que descienden desde áreas de cumbres de ~5600-5300 m. Si la hipótesis de la investigación es correcta (figura 5), las ELAs deducidas de los geoindicadores ELAg y ELAc deben encontrarse alrededor de ~5300-5200 m. Hasta el momento se ha realizado una tesis de fin de grado para reconstruir la ELAg en la vertiente meridional de la cordillera Pariaqaqa (Quirós, 2013). Actualmente una tesis de ingeniería y una tesis de maestría evaluando el mismo geoindicador en las vertientes septentrionales. Además se ha planificado una campaña de trabajo de campo para instalar 24 sensores de temperatura del aire y el suelo en la quebrada Huasca (Cordillera de la Corte) y las vertientes del Cerro Norma (Cordillera Pariaqaqa), en julio de 2014.

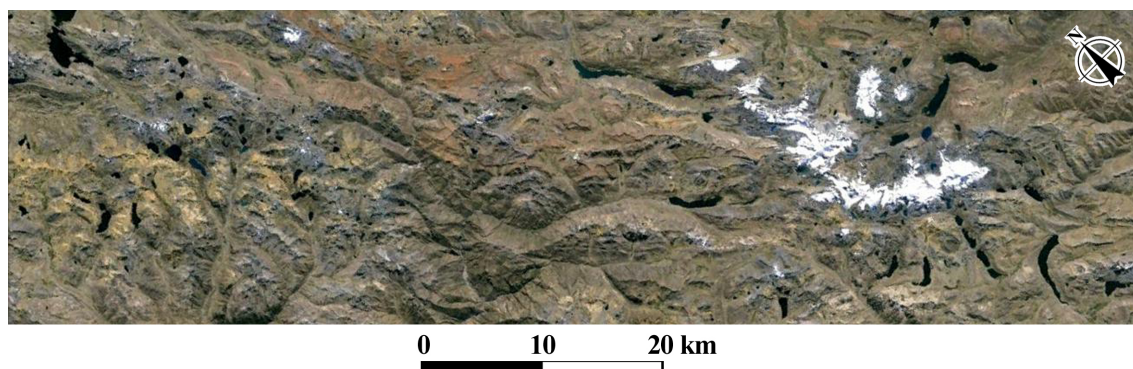


Figura 12: imagen Google earth de las cordilleras de la Corte (a la izquierda) y Pariaqaqa (a la derecha de la imagen).

4.7. Complejo volcánico Nevado Coropuna (figura 13): la investigación de este complejo volcánico y el sistema glaciar que recubre el área de cumbres ha experimentado un notable desarrollo durante los últimos 5 años, habiendo sido objeto de diversos trabajos que han ensayado, al menos en parte, las metodologías propuestas en esta memoria. En conjunto proporcionan una base sólida para ensayar los geoindicadores propuestos y comparar los resultados que alcance el proyecto.

- Silverio (2004) y Peduzzi et al (2010) ensayaron técnicas ráster para evaluar cambios en el área y el volumen de los glaciares empleando sistemas de información geográfica y sensores remotos. Úbeda (2011) realizó un análisis vectorial para abordar el mismo problema, comparando sus resultados por los alcanzados en los trabajos previos, como se ha explicado con anterioridad (apartado 2.1.).
- Racoviteanu et al (2007) emplearon modelos digitales del terreno deducidos de la topografía de 1955 y una imagen del satélite ASTER registrada en 2001 para evaluar los cambios observados en el volumen del sistema glaciar.
- La Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos de Huaraz (ANA), realizó dos campañas de monitoreo en 2007 y 2008 recogiendo datos útiles para estimar la ELAm, conjuntamente con el GFAM y la ONG GEM.
- Forget et al (2008); Bromley et al (2009) ; Bromley et al (2011a) ; Úbeda (2011) ; Úbeda et al (2012) y Úbeda (2013) han elaborado cartografías geomorfológicas de las morrenas del Nevado Coropuna, que permiten reconstruir los límites alcanzados en el pasado por los avances glaciares.
- Bromley et al (2011b); Úbeda (2011); Campos (2012) y García (2013) reconstruyeron las altitudes de las snowlines y ELAs, en los tres últimos casos empleando el método AABR, el mismo que se ha propuesto para el proyecto CRYOPERU (apartado 2.2.2.). Además, Úbeda (2011) desarrolló el procedimiento para evaluar la ELAc (apartado 2.2.3.).
- Bromley et al (2009); Bromley et al (2011a) ; Úbeda (2011) y Úbeda et al (2012), obtuvieron un amplio registro de dataciones absolutas de los últimos máximos avances de los glaciares, que Úbeda (2013) contrastó con *proxies* de paleotemperaturas de ambos hemisferios y paleohumedad en el altiplano del sur de Perú y el oeste de Bolivia (figura 4).
- Kuentz et al (2007) y Kuentz et al (2012) realizaron una caracterización biogeográfica basada en el registro polínico superficial de las vertientes de los edificios volcánicos y Herreros et al (2009) analizaron el registro paleoambiental en la estratigrafía de un testigo de hielo extraído de la vertiente norte.
- Úbeda (2011; 2013) obtuvo dataciones absolutas de ^{36}Cl de las coladas de lava de aspecto más reciente cuyas cronologías (6, 2 y 0.7 ka) sugieren que el Coropuna es un volcán activo.
- El Observatorio Vulcanológico del INGEMMET, conjuntamente con el GFAM y la ONG GEM, mantienen una red constituida por 25 sensores de temperatura del aire y el suelo y humedad relativa del aire, en los sectores NE (desde 2007) y SE (desde 2008) del complejo volcánico. La red ha generado una amplia base de datos que permanece insuficientemente explotada, cuestión que el proyecto CRYOPERU abordará empleando el software que actualmente está desarrollando la ANA. Los datos de temperatura del suelo parecen confirmar que el Coropuna es un volcán activo y han permitido localizar capas de permafrost al este del área de cumbres, que desde 2011 está siendo monitoreada por sensores de temperatura del suelo con telemetría vía satélite.
- El INGEMMET y el GFAM han realizado ocho campañas anuales de monitoreo geoquímico y geofísico, ensayando los métodos que el proyecto CRYOPERU pretende realizar continuamente. En el futuro esos trabajos incluirán la elaboración de modelos de lahares, en el marco de los trabajos que el INGEMMET ha previsto realizar a partir de 2015.

El Nevado Coropuna es el área donde se han ensayado los métodos de investigación propuestos para el proyecto CRYOPERU. Se ha previsto que el complejo volcánico siga manteniendo la misma condición, concibiéndose como el laboratorio natural donde de ensayarán la cooperación con instituciones locales, la implementación de los instrumentos y los métodos de análisis que se aplicarán más adelante en los demás casos de estudio contemplados en el proyecto.

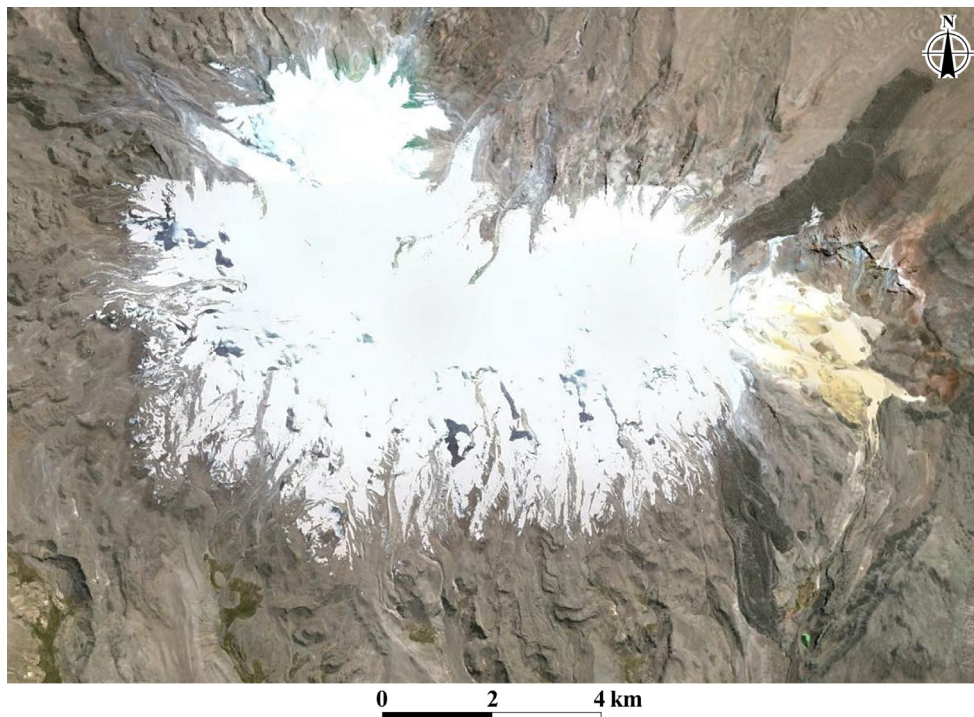


Figura 13: imagen Google earth del complejo volcánico Nevado Coropuna.

4.8. Estratovolcanes Chachani y Misti (figura 14): es el único área de estudio del proyecto CRYOPERU que carece de glaciares actuales. No obstante fue seleccionada por el GFAM y el INGEMMET para realizar las investigaciones que ambas instituciones vienen realizando conjuntamente desde 2004, con el apoyo de la ONG GEM. A parte de las tareas de vigilancia volcánica que desarrolla el observatorio vulcanológico del INGEMMET, dichos trabajos han consistido en mantener una red de medio centenar de sensores de la temperatura del aire y el suelo que están instalados en las vertientes de ambos volcanes desde 2004 y reflejan el contraste existente entre las dos montañas (que constituye el principal factor de interés del área de estudio):

- El Chachani es un volcán aparentemente extinto, cuyo régimen geotérmico ha permitido que en el pasado estuviese cubierto por extensos paleoglaciares (lo indican las morrenas depositadas en sus vertientes), así como la presencia de glaciares rocosos y permafrost.
- El Misti es el volcán activo más peligroso de Perú, por encontrarse a menos de 20 km de la ciudad de Arequipa (~1 millón de habitantes). Presenta un régimen geotérmico notablemente elevado, al que se atribuye la ausencia de glaciares en el pasado (no se han encontrado morrenas), permafrost y formas de origen periglacial.

Hasta el presente los trabajos realizados por la cooperación INGEMMET-GFAM en el área Chachani-Misti han dado lugar a numerosas publicaciones (p.e. Andrés et al 2011a; Andrés et al 2011b; Andrés et al 2011c; Andrés et al 2013; Mariño et al 2006; Masías et al 2009 o Palacios et al 2009). Sin embargo, al igual que sucede en el caso del Nevado Coropuna, la base de datos generada por la red de sensores permanece insuficientemente explotada, cuestión que representa uno de los principales retos que deberá afrontar el proyecto CRYOPERU a corto plazo.

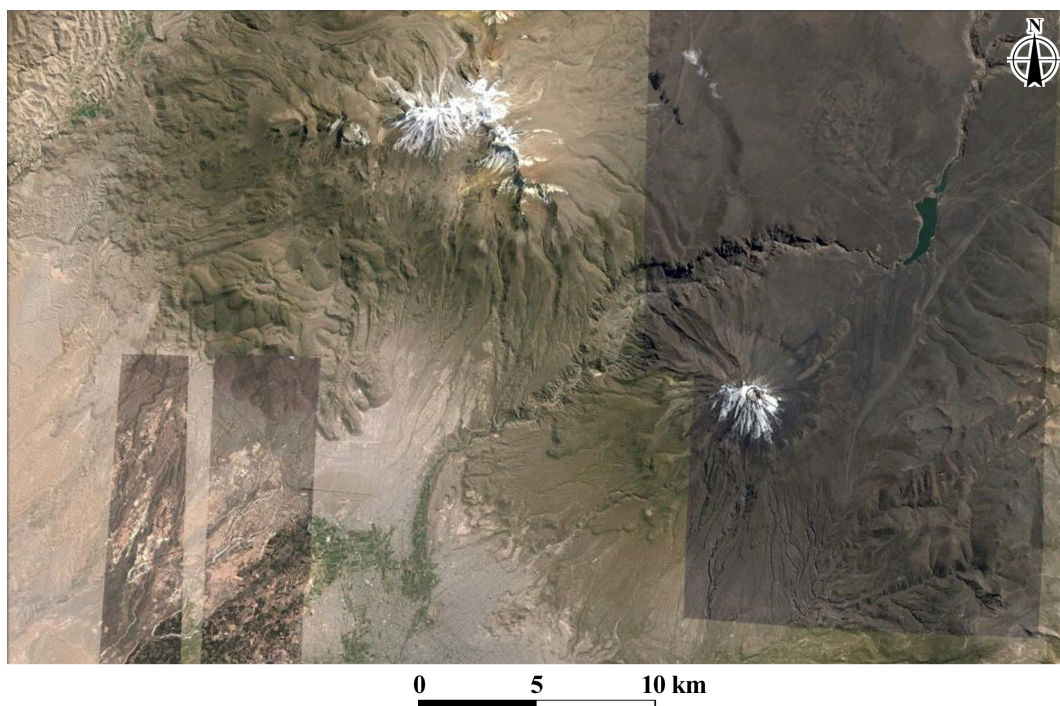


Figura 14: imagen Google earth de los estratovolcanes Chachani y Misti, cuyas cumbres nevadas se distinguen al noroeste y el sureste de la figura, respectivamente.

5. Referencias

- Alcalá, J., Palacios, D., Vázquez-Selem, L. (2012). ^{36}Cl Exposures Ages and Equilibrium Line Altitude (ELA) of the Ampato Volcanic Complex (Southern Peru). Geophysical Research Abstracts 14.
- Ames, A., Muñoz, G., Verástegui, J., Zamora, M., Zapata, M. (1988). Inventario de Glaciares del Perú. Segunda parte. (INRENA, Ed.), pp. 105. Unidad de Glaciología e Hidrología (UGRH), Huaraz (Perú).
- Andrés, N., García, A., Muñoz, J., Palacios, D. (2007). Characterization of nivation areas in Mediterranean mountains: Manzanares Headvalley, Sierra de Guadarrama (Spain). Zeitschrift für Geomorphologie 51 Suppl. 2, 91-111.
- Andrés, N. (2011). Aplicación de una metodología basada en TIG al seguimiento de la evolución geomorfológica del cráter activo del Popocatepetl (México, 1994-2003). GeoFocus 11, 298-331.
- Andrés, N., Palacios, D., Úbeda, J., Alcalá, J., 2011a. Ground thermal conditions at Chachani volcano, Southern Peru. Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography 93, 151-162.
- Andrés, N., Palacios, D., Úbeda, J., Alcalá, J., 2011b. Relación entre las anomalías geotérmicas y la ausencia de formas glaciares y periglaciares en el volcán el Misti (sur de Perú). Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles N° 57, 341-365
- Andrés, N., Palacios, E., Úbeda, J., Alcalá, J., 2011c. Medio periglaciario, permafrost y riesgos naturales en un volcán tropical extinto: Nevado Chachani (sur de Perú). Scripta Nova. Revista Electrónica de Geografía y Ciencias Sociales XV, n° <<http://www.ub.es/geocrit/sn/sn-376.htm>>. [ISSN: 1138-9788]. 376.

Andrés, N., Palacios, D., Úbeda, J., Alcalá, J., 2013. Distribución de Permafrost y efectos del calor geotérmico en el estratovolcán Misti (Perú), IV Congreso Ibérico de la I.P.A., Núria, Vall de Ribes (España).

Andrews, J. T. (1975). Glacial Systems. Duxbury Press, North Scituate, Massachusetts (EEUU).

Bard, E. (2003). North-Atlantic Sea Surface Temperature Reconstruction, IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology. Data Contribution Series #2003-026. NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, EEUU.

Barker, P. F. (2001). Scotia Sea regional tectonic evolution: implications for mantle flow and palaeocirculation. *Earth-Science Reviews* 55, 1-39.

Benavente, C., Delgado, F., Taípe, E., Audin, L., Pari, W. (2013). Neotectónica y peligro sísmico en la región Cusco. *Boletín n° 55, Serie C, Geodinámica e Ingeniería Geológica*. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. Lima (Perú), 265 p.

Benavides-Cáceres, V. (1999). Orogenic evolution of the Peruvian Andes: The Andean Cycle. En *Geology and Ore Deposits of the Central Andes*. Special Publication n° 7.B. J. Skinner, (Ed.), pp. 61-107, Littleton, Colorado (EEUU).

Benn, D. I., Owen, L. A., Osmaston, H. A., Seltzer, G. O., Porter, S. C., Mark, B. G. (2005). Reconstruction of equilibrium-line altitudes for tropical and sub-tropical glaciers. *Quaternary International* 138-139 (2005), 8-21.

Blard, P.-H., Sylvestre, F., Tripathi, A. K., Claude, C., Causse, C., Coudraing, A., Condom, T., Seidel, J.-L., Vimeux, F., Moreau, C., Dumoulin, J.-P., Lavé, J. (2011). Lake highstands on the Altiplano (Tropical Andes) contemporaneous with Heinrich 1 and the Younger Dryas: new insights from ^{14}C , U-Th dating and $\delta^{18}\text{O}$ of carbonates. *Quaternary Science Research* 30, 3973-3989.

Bradley, R. S., Keimig, F. T., Díaz, H. F. (2004). Projected temperature changes along the American cordillera and the planned GCOS network. *Geophysical Research Letters* 31.

Bradley, R. S., Vuille, M., Diaz, H. F., Vergara, W. (2006). Threats to water supplies in the tropical Andes. *Science* 312 (5781), 1755-1756.

Benn, D.I., Owen, L.A., Osmaston, H.A., Seltzer, G.O., Porter, S.C., Mark, B.G., (2005). Reconstruction of equilibrium-line altitudes for tropical and sub-tropical glaciers. *Quaternary International* 138-139 (2005), 8-21.

Bromley, G. R., Schaefer, J. M., Winckler, G., Hall, B. L., Todd, C. E., Rademaker, K. M. (2009). Relative timing of last glacial maximum and late-glacial events in the central tropical Andes. *Quaternary Science Reviews* 1-13.

Bromley, R. M., Hall, B. L., Schaefer, J. M., Winckler, G., Todd, C. E., Rademaker, K. M. (2011a). Glacier fluctuations in the southern Peruvian Andes during the late-glacial period, constrained with cosmogenic ^3He . *Journal of Quaternary Science* 26 (1), 37-43.

Bromley, R. M., Hall, B. L., Rademaker, K. M., Todd, C. E., Racoviteanu, A. (2011b). Late Pleistocene snowline fluctuations at Nevado Coropuna (15°S), southern Peruvian Andes. *Journal of Quaternary Science* 26 (3), 305-317.

Brückner, E. (1886). Die Hohern Tauern und ihre Eisbedeckung. *Zeitschrift des Deutsch-Österreichische Alpenvereins* 17, 163-187.

Brückner, E. (1887). Die Höhern der Schneelinie und ihre Bestimmung. *Meteorologische Zeitschrift* 4, 31-32.

Brückner, E. (1906). Die Höhe der Firnlinie im allgemeinen, *Vierteljahrsschrift d. Naturf. Ges. Zürich*, 50-54.

- Campos, N. (2012). Glacier evolution in the South West slope of Nevado Coropuna (Cordillera Ampato, Perú). Tesis de fin de Máster, Universidad Complutense de Madrid. Disponible en el enlace: <http://eprints.ucm.es/19889/>
- Clapperton, C. (1993). Quaternary Geology and Geomorphology of South America. Elsevier, Amsterdam (Holanda).
- Clark, P. U., Dyke, A. S., Shakun, J. D., Carlson, A. E., Clark, J. F., Wohlfarth, B., Mitrovica, J. X., Hostetler, S. W., McCabe, A. M. (2009). The Last Glacial Maximum. *Science* 325, 710-714.
- Chiang, J. C. H., Bitz, C. M. (2005). Influence of high latitude ice cover on the marine Intertropical Convergence Zone. *Climate Dynamics* 25, 477-496.
- Chueca, J. (1994). Liqueometría. Geoforma Ediciones, Logroño (España).
- Dozier, J. (1989). Spectral signature of alpine snow cover from the Landsat Thematic Mapper. *Remote Sensing of Environment* 28, 9-22.
- Dyrgerov, M. B. (2002). Glacier Mass Balance and Regime: Data of Measurements and Analysis. Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado. Occasional paper, Boulder.
- Egas, G., Ccopa, K., Alegre, C., Chávez, T.W., Loarte, E., Ibarra, J., Torres, J., Colonia, D., Tasci, A., Zambrano, A., Revoredo, A., Mercado, A. (2010). Inventario de glaciares de la Cordillera Blanca. Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos. Autoridad Nacional del Agua, Huaraz (Perú).
- Evenstar, L. A., Hartley, A. J., Stuart, F. M., Mather, A. E., Rice, C. M., Chong, G. (2009). Multiphase development of the Atacama Planation Surface recorded by cosmogenic ³He exposure ages: Implications for uplift and Cenozoic climate change in western South America. *Geology* 37, 27-30.
- Farber, D.L., Hancock, G.S., Finkel, R.C., Rodbell, D.T. (2005). The age and extent of tropical glaciation in the Cordillera Blanca, Peru. *Journal of Quaternary Science* 20 (7-8), 759-776.
- Francou, B., Pouyaud, B. (2004). Métodos de observación de glaciares en los Andes tropicales. Mediciones de terreno y procesamiento de datos. Institut de recherche pour le développement (IRD).
- French, H. M. (2008). Periglacial Environment. John Wiley & Sons.
- Fritz, S. C., Baker, P. A., Seltzer, G. O., Ballantyne, A., Tapia, P., Cheng, H., Edwards, R. L. (2007). Lake Titicaca 370KYr LT01-2B Sediment Database. IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology Data Contribution Series # 92-008. NOAA/NGDC Paleoclimatology Program. Boulder (EEUU). Disponible en el enlace <http://www.ncdc.noaa.gov/data-access/paleoclimatology-data>
- Forget, M. E., Thouret, J. C., Kuentz, A., Fontugne, M. (2008). Héritages glaciaires, périglaciaires et évolution récente: le cas du Nevado Coropuna (Andes centrales, sud du Pérou). *Géomorphologie* 2, 113-132.
- Furbish, D. J., Andrews, J. T. (1984). The use of hypsometry to indicate long term stability and response of valleys glaciers to changes in mass transfer. *Journal of Glaciology* 30, 199-211.
- García, E. (2013). Evolución glaciar del cuadrante noroeste del Nevado Coropuna. Tesis de Fin de Máster, Universidad Complutense de Madrid. Disponible en el enlace: <http://eprints.ucm.es/23671/>
- Giráldez, C. (2011). Glacier evolution in the South West slope of Nevado Hualcán (Cordillera Blanca, Peru). Tesis de Fin de Máster, Universidad Complutense de Madrid. Disponible en el enlace: <http://eprints.ucm.es/14013/>

Glasser, N.F., Clemmens, S., Schnabel, C., Fenton, C.R., McHargue, L. (2009). Tropical glacier fluctuations in the Cordillera Blanca, Peru between 12.5 and 7.6 ka from cosmogenic ^{10}Be dating. *Quaternary Science Reviews* 28, 3448–3458.

Haddad (2007). Modelización numérica mediante elementos finitos y SHP de los geomateriales fluidificados: aplicación a los deslizamientos rápidos de ladera. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid. Disponible en el enlace <http://eprints.ucm.es/7737/1/T29988.pdf>

Haddad, B., Pastor, M., Palacios, D., Muñoz-Salinas, E. (2010). A SPH depth integrated model for Popocatepetl 2001 lahar (Mexico): Sensitivity analysis and runout simulation. *Engineering Geology* 114, 312–329.

Herreros, J., Moreno, I., Taupin, J.D. (2009). Environmental records from temperate glacier ice on Nevado Coropuna saddle, southern Peru. *Advances in Geosciences* 7. Disponible en el enlace <http://www.adv-geosci.net/22/27/2009/adgeo-22-27-2009.pdf>

Hall, D. K., Riggs, G. A., Salomonson, V. V. (1995). Development of methods form mapping global snow cover using moderate resolution imaging spectroradiometer data. *Remote Sensing of Environment* 54, 127-140.

Hijmans, R. J., Cameron, S. E., Parra, J., Jones, P. E., Jarvis, A. (2005). Very high resolution interpolated climate surfaces for global land areas. *International Journal of Climatology* 25, 1965-1978.

Humlum, O. (1988). Rock Glacier Appearance Level and Rock Glacier Initiation Line Altitude: A Methodological Approach to the Study of Rock Glaciers. *Arctic and Alpine Research* 20 (2), 160-178.

Humlum, O. (2000). The geomorphic significance of rock glaciers: estimates of rock glacier debris volumes and headwall recession rates in West Greenland. *Geomorphology* 35 (1–2), 41-67.

IPCC. (2007). Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (R. K. Pachauri, A. Reisinger, Eds.), pp. 104, Geneva, Switzerland.

Jomelli, V., Grancher, D., Brunstein, D., Solomina, O. (2008). Recalibration of the yellow Rhizocarpon growth curve in the Cordillera Blanca (Peru) and implications for LIA chronology. *Geomorphology* 93, 201-212.

Kaiser, J., Lamy, F., Ninnemann, U., Hebbeln, D., Arz, H. W., Stoner, J. (2005). Southeast Pacific High Resolution Alkenone SST Reconstruction. IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology. Data Contribution Series # 2005-073. NOAA/NCDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, EEUU.

Kaser, G., Osmaston, H. (2002). *Tropical Glaciers*. Cambridge University Press, Cambridge (U.K.).

Kelly, M.A., Lowell, T.V., Applegate, P.J., Smith, C.A., Phillips, F.M., Hudson, M.A. (2012). Late glacial fluctuations of Quelccaya Ice Cap, southeastern Peru. *Geology* 40 (11), 991-994.

Keshri, A. K., Shukla, A., Gupta, R. P. (2009). ASTER ratio indices for supraglacial terrain mapping. *International Journal of Remote Sensing* 30 (2), 519-524.

Klein, A. G., Isacks, B. L. (1998). Alpine glacial geomorphological studies in the Central Andes using Landsat Thematic Mapper Images. *Glacial Geology and Geomorphology* 26.

Klein, A. G., Seltzer, G. O., Isacks, B. L. (1999). Modern and Last Local Glacial Maximum snowlines in the Central Andes of Peru, Bolivia, and Northern Chile. *Quaternary Research Reviews* 18, 3-84.

- Kuentz, A., Galán De Mera, A., Ledru, M.P., Thouret, J.C. (2007). Phytogeographical data and modern pollen rain of the puna belt in southern Peru (Nevado Coropuna, Western Cordillera). *Journal of Biogeography* 34, 1762-1776.
- Kuentz, A., Ledru, M.P., Thouret, J.C. (2012). Environmental changes in the highlands of the western Andean Cordillera, southern Peru, during the Holocene. *The Holocene* 22 (11), 1215-1226.
- Lambeck, K., Chappell, J. (2001). Sea Level Change Through the Last Glacial Cycle. *Science* 292, 679-686.
- Licciardi, J. M., Schaefer, J. M., Taggart, J. R., Lund, D. C. (2009). Holocene Glacier Fluctuations in the Peruvian Andes Indicate Northern Climate Linkages. *Science* 325, 1677-1679.
- Lichtenecker, N. (1938). Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen, *Verhandl. d. En III Intern. Quartär-Konferenz* (1936) pp. 141-147, Wien (Österreich).
- Lliboutry, L. (1974). Multivariate statistical analysis of glacier annual balances. *Journal of Glaciology* 13.
- López-Moreno, J. L., Fontaneda, S., Bazo, J., Revuelto, J., Azorin-Molina, C., Valero-Garcés, B., Morán-Tejeda, E., Vicente-Serrano, S. M., Zubieta, R., Cochachín, A. (2013). Recent glacier retreat and climate trends in Cordillera Huaytapallana, Peru. *Global and Planetary Change* 112, 1-11.
- Mariño, J., Rivera, M., Thouret, J. C., Cacya, L., Siebe, C., Tilling, R., Chávez, A., Salas, G., Zúñiga, S. (2006). Evaluación de peligros volcánicos y elaboración del mapa de peligros del volcán Misti (Arequipa). XIII Congreso Peruano de Geología. Resúmenes Extendidos. Sociedad Geológica del Perú, pp 673-675.
- Masías, P., Antayhua, Y., 2009. Monitoreo Geoquímico de fuentes de agua y gases del volcán Misti, XVIII° Simposio Peruano de Física, Arequipa (Perú).
- Meierding, T. C. (1982). Late Pleistocene glacial equilibrium-line altitudes in the Colorado Front Range: A comparison of methods. *Quaternary Research* 18, 289-310.
- Mix, A., Bard, E., Schneider, R. (2001). Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews* 20, 627-657.
- Morales-Arnan, B., Hastenrath, S. (1999). *Glaciers of Peru*. United States Geological Survey Professional Paper. United States Government Printing Office, Washington.
- Oerlemans, J. (1989). On the response of valley glaciers to climatic change. *En Proceedings of the Symposium on Glacier Fluctuations and Climatic Change* (J. Oerlemans, Ed.), pp. 353-371. Kluwer Academic Publishers, Amsterdam.
- Oerlemans, J., Hoogendoorn, N. C. (1989). Mass-balance gradients and climatic change. *Journal of Glaciology* 35, 399-404.
- Osmaston, H. (2005). Estimates of glacier equilibrium line altitudes by the Area x Altitude, the Area x Altitude Balance Ratio and the Area x Altitude Balance Index methods and their validation. *Quaternary International* 22-31, 138-139.
- Palacios, D., Andrés, D., Úbeda, J., Alcalá, J., 2009. Permafrost and Periglacial Activity Distribution and Geothermal Anomalies in the Chachani and El Misti Volcanoes (Southern Peru), *Geophysical Research Abstracts*, pp. EGU2009-8014-2002.
- Patterson, W. S. B. (1994). *The Physics of Glaciers*. Pergamon, New York (U.S.A.).

- Pastor, M., Haddad, B., Sorbino, G., Cuomo, S., Dremptic, V. (2009). A depth-integrated, coupled SPH model for flow-like landslides and related phenomena. *International Journal for numerical and analytical methods in geomechanics* 33, 143-172.
- Peduzzi, P., Herold, C., Silverio, W. (2010). Assessing high altitude glacier thickness, volume and area changes using field, GIS and remote sensing techniques: the case of Nevado Coropuna (Peru). *The Cryosphere*, 4, 313-323.
- Porter, S. C. (1981). Pleistocene glaciation in the Southern Lake District of Chile. *Quaternary Research* 16, 263-292.
- PMA (2007). Movimientos en Masa en la Región Andina: Una guía para la evaluación de amenazas. Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las Comunidades Andinas. Grupo de Estándares para Movimientos en Masa Activos (GEMMA). Servicio Nacional de Geología y Minería. Publicación Geológica Multinacional N°4, 432 pp. Disponible en el enlace <http://www.ingemmet.gob.pe/Images/zonificacion/GuiaEvaPeligros.pdf>
- Quirós, T. (2013). Impacto del Cambio Climático en los glaciares de las montañas Chollquepuco y Pariaqaqa (Perú). Tesis de Fin de Grado. Universidad Complutense de Madrid, 51 pp.
- Racoviteanu, A., Manley, W. F., Arnaud, Y., Mark, W. W. (2007). Evaluating Digital Elevation Models for Glaciologic Applications. An example from Nevado Coropuna, Peruvian Andes. *Global and Planetary Change* 59, 110-125.
- Rodbell, D.T. (1992). Lichenometric and radiocarbon dating of Holocene glaciation, Cordillera Blanca, Peru. *The Holocene* 2, 19-29.
- Silva, R., Valderrama, P., Pari, W., Dueñas, S. (2010). Prospección geofísica y evaluación de peligros geológicos en los depósitos morrénicos de la laguna Palcacocha, Cordillera Blanca, Ancash, XV Congreso Peruano de Geología. Resúmenes extendidos, vol. 9, pp. 1066-1070.
- Silverio, W. (2004). Estudio de la Evolución de la Cobertura Glaciar del Nevado Coropuna (6425 m) entre 1955 y 2003, pp. 16. COPASA, Arequipa.
- Sissons, J. B. (1974). A late glacial Ice Cap in the central Grampians, Scotland. *Transactions of the Institute of British Geographers* 62, 95-114.
- Sissons, J. B. (1980). The Loch Lomond advance in the Lake District, northern England. *Transactions Royal Society Edinburgh. Earth Sciences* 71, 13-27.
- Smith, J.A., Mark, B.G., Rodbell, D.T. (2008). The timing and magnitude of mountain glaciation in the tropical Andes. *Journal of Quaternary Science* 23, 609-634.
- Smith, C. A., Lowell, T. V., Caffee, M. W. (2009). Late glacial and Holocene cosmogenic surface exposure age glacial chronology and geomorphological evidence for the presence of cold-based glaciers at Nevado Sajama, Bolivia. *Journal of Quaternary Science* 24 (4), 360-372.
- Solomina, O., Jomelli, V., Kaser, G., Ames, A., Berger, B., Pouyaud, B. (2007). Lichenometry in the Cordillera Blanca, Peru: "Little Ice Age" moraine chronology. *Global and Planetary Change* 59, 225-235.
- Strahler, A. N., Strahler, A. H. (1992). *Modern Physical Geography*. John Wiley & Sons, Inc, New York.
- Sylvestre, F. (2009). Moisture Pattern During the Last Glacial Maximum in South America. En: *Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions, Developments in Paleoenvironmental Research* F. Vimeux, F. Sylvestre, M. Khodri (Eds.), pp. 3-28. *Developments in Paleoenvironmental Research*. Springer.
- Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E. E., Dansgaard, W., Grootes, P. M. (1986). The Little Ice Age as recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya ice cap. *Science* 234, 361-364.

Thompson, L., 1992. Quelccaya Ice Core Database. IGBP PAGES/World Data Center-A for Paleoclimatology Data Contribution Series # 92-008. NOAA/NGDC Paleoclimatology Program. Boulder (EEUU). Disponible en el enlace (<http://www.ncdc.noaa.gov/data-acces/paleoclimatology-data>)

Úbeda, J. (2011). El impacto del cambio climático en los glaciares del complejo volcánico Nevado Coropuna (cordillera occidental de los Andes, Sur del Perú). Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid (España). Disponible en el enlace: <http://eprints.ucm.es/12076/>

Úbeda, J., Palacios, D., Vázquez-Selem, L., 2012. Glacial and volcanic evolution on Nevado Coropuna (Tropical Andes) based on cosmogenic ^{36}Cl surface exposure dating. Geophysical Research Abstracts Vol. 14, EGU2012-3683-2.

Úbeda, J., Palacios, D., Vázquez-Selem, J., Giráldez, C., Masías, P., Apaza, F., Campos, N., Quirós, T., García Gutiérrez, E., Villacorta, S. (2013). Estrategia de investigación del impacto del cambio climático en los glaciares de los Andes Centrales occidentales de Perú. En Foro Internacional Glaciares. Huaraz (Perú).

Úbeda, J. (2013). La investigación del registro glacial del cambio climático en el complejo volcánico Nevado Coropuna (Arequipa, Perú). En Foro Internacional de Peligros Geológicos, Arequipa (Perú). Resúmenes extendidos, pp 24-28.

Valderrama, P., Vilca, O. (2012). Dinámica e implicancia del aluvión de la laguna 513, Cordillera Blanca, Ancash, Perú. Revista de la Asociación Geológica Argentina 69 (3), 400-406. Disponible en el enlace: <http://www.scielo.org.ar/pdf/raga/v69n3/v69n3a08.pdf>

Vilímek V., Zapata M., Klimes J., Patzelt Z., Santillán N. (2005). "Influence of glacial retreat on natural hazards of the Palcacocha Lake area, Peru". Landslides 2, 107-115.

Visser, P. C. (1938). Wissenschaftliche Ergebnisse der Niederländischen Expeditionen in den Karakorum und die angrenzenden Gebiete in den Jahren 1922-1935 II Glaziologie. Leiden (Netherlands).

Vuille, M., Francou, B., Wagnon, P., Juen, I., Kaser, G., Mark, B. G., Bradley, R. S. (2008). Climate change and tropical Andean glaciers: Past, present and future. Earth-Science Reviews 89, 79-96.

Yokoyama, Y., Lambeck, K., De Deckker, P., Johnston, P., Fifield, K. L. (2000). Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima. Nature 406, 713-716.

Zech, R., May, J.-H., Kull, C., Ilgner, J., Kubik, P. W., Veit, H. (2008). Timing of the late Quaternary glaciation in the Andes from $\sim 15^\circ$ to 40°S . Journal of Quaternary Science 23 (6-7), 635-647.

Zech, R., Smith, J., Kaplan, M. R. (2009). Chronologies of the Last Glacial Maximum and its Termination in the Andes (~ 10 - 55°S) based on Surface Exposure Dating. En Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions, Developments in Paleoenvironmental Research. (F. Vimeux, F. Sylvestre, M. Khodri, Eds.) Springer, pp. 61-87.

Zhang, R., Delworth, T. L. (2005). Simulated tropical response to a substantial weakening of the Atlantic thermohaline circulation. Journal of Climate 18 (12), 1853-1860.

Zreda, M.G., Phillips, F.M. (2000). Cosmogenic Nuclide Buildup in Surficial Materials, en: Stratton Noller, J., Sowers, J.M., Lettis, W.R. (Eds.), Quaternary Geochronology, Methods and Applications. American Geophysical Union, Washington (Estados Unidos), pp. 61-76.

ÍNDICE

	Página
Resumen.....	1
1. Contexto climático y paleoclimático de Perú.....	2
1.1. El clima actual en la vertiente del Pacífico de los Andes Centrales.....	2
1.2. Área fuente de la precipitación y mecanismos dinámicos precursores de la humedad.....	3
1.3. Evidencias paleoclimáticas.....	4
2. Geoindicadores del cambio climático deducidos de la observación de la criosfera.....	5
2.1. Geoindicadores basados en técnicas de teledetección.....	7
2.1.1. Introducción.....	7
2.1.2. Cubierta nival y cobertura glaciar.....	8
2.1.3. Altitud de la <i>snowline</i>	8
2.1.4. Análisis de las variaciones en el volumen de los glaciares.....	8
2.2. Altitudes de la línea de equilibrio glaciar (ELAs).....	8
2.2.1. ELA deducida del monitoreo de los glaciares (ELAm).....	9
2.2.2. ELA geomorfológica (ELAg).....	10
2.2.3. ELA climática (ELAc).....	11
2.3. Altitud de la línea de arranque de los glaciares rocosos.....	13
2.4. Permafrost.....	13
3. Peligros geológicos asociados a la criosfera.....	14
3.1. Actividad volcánica y lahares.....	14
3.1.1. Modelos numéricos aplicados a procesos gravitacionales.....	15
3.1.2. Vigilancia volcánica.....	16
3.1.2.a) Monitoreo geofísico.....	16
3.1.2.b) Monitoreo geodésico.....	16
3.1.2.c) Monitoreo geoquímico.....	17
3.1.2.d) Monitoreo visual.....	17
3.2. Movimientos en masa relacionados con la criosfera.....	17
3.3. estabilidad de morrenas que represan lagunas glaciares.....	18
3.4. Neotectónica en áreas de alta montaña.....	19
4. Áreas de estudio.....	20
4.1. Cordillera Blanca.....	21
4.2. Cordillera Huaytapallana.....	21
4.3. Cordillera Vilcabamba-Nevado Salkantay.....	22
4.4. Cordillera Vilcanota-casquete glaciar Quelccaya.....	22
4.5. Áreas de montaña de La Rinconada.....	23
4.6. Cordilleras de La Corte y Pariaqaqa.....	23
4.7. Complejo volcánico Nevado Coropuna.....	24
4.8. Estratovolcanes Chachani y Misti.....	25
5. Referencias.....	26